

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Físicas
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II
(Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera)



TESIS DOCTORAL

**Simulación de la circulación baroclínica del mar Mediterráneo y
evaluación e impacto de la interacción océano-atmósfera**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Roland Aznar Lecocq

Directores

Francisco Valero Rodríguez
Marcos García Sotillo

Madrid, 2014

Simulación de la circulación
baroclínica del mar Mediterráneo
y evaluación e impacto de la
interacción océano-atmósfera



TESIS DOCTORAL

Roland Aznar Lecocq

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II

Facultad de Ciencias Físicas

Universidad Complutense de Madrid

2014

Documento maquetado con T_EX!S v.1.0.

Este documento está preparado para ser imprimido a doble cara.

Simulación de la circulación
baroclínica del mar Mediterráneo
y evaluación e impacto de la
interacción océano-atmósfera

Memoria que presenta para optar al título de
Doctor en Ciencias Físicas

Dirigida por los Doctores
Francisco Valero Rodríguez
Universidad Complutense de Madrid
Marcos García Sotillo
Organismo Público Puertos del Estado

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y
Astrofísica II
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid

2014

*How inappropriate to call this planet Earth
when it is quite clearly Ocean.*
Arthur C. Clarke

Agradecimientos

Me parece increíble, pero aquí estoy, escribiendo la parte más personal de la memoria de mi tesis doctoral. Quién me lo iba a decir hace unos años...

En primer lugar, y aunque suene obvio, quiero mostrar mi más sincero agradecimiento a mis directores de tesis, Marcos y Paco, por darme la oportunidad que buscaba, confiar en mí todos estos años, enseñarme y dedicar muchas horas de su tiempo para que esta tesis saliera adelante, y eso pese a perder alguna apuesta arriesgada...

Quiero también expresar mi agradecimiento a los irreductibles “galos” y “galas” del Área de Medio Físico de Puertos del Estado. Han tenido que aguantar a un cascarrabias estos últimos meses de tensión, pero he de reconocer que se me ha hecho todo mucho más llevadero gracias a las risas terapéuticas que nos echamos.

Un recuerdo también a todos los compañeros y amigos de la Facultad de Ciencias Físicas de la Complutense, algunos ya en otras latitudes, con los que he compartido laboratorios, despachos, consejos, viandas y cafés durante los cuatro años iniciales del largo camino que ahora concluye y, más tarde, en visitas ocasionales, cuando ya le daba forma a esta memoria.

Asimismo, quería dedicar unas palabras de agradecimiento a los colegas de IMEDEA en Mallorca, porque lo que he aprendido de ellos sobre el comportamiento del mar Mediterráneo ha sido de gran ayuda en la consecución de este trabajo. J'ai également un petit mot de remerciement à mes collègues du CNRM de Météo-France à Toulouse, sans qui l'apprentissage des modèles océaniques aurait été bien plus long.

Por supuesto, me gustaría dar las gracias a todos los amigos que, sea en Madrid o en tierras más lejanas, hayan vivido esta aventura o no, siempre han tenido palabras reconfortantes. Ya lo celebraremos como es debido, aquí y allí...

Y no puedo olvidarme de Leandro y de la familia, faltaría más, por su apoyo incondicional, ánimos constantes y dosis necesarias de energía positiva. Va por vosotros.

Resumen

Se ha llevado a cabo una simulación baroclínica del mar Mediterráneo para el periodo 1980-1999, usando como forzamiento superficial los flujos de intercambio océano-atmósfera de momento, agua dulce y calor obtenidos a partir de la base de datos HIPOCAS. Para ello se ha implementado una configuración del modelo NEMO, a $1/12^\circ$ de resolución, adaptada a la cuenca mediterránea. El *hindcast* oceánico realizado representa aceptablemente la variabilidad temporal de la temperatura y salinidad, aunque subestima en general sus valores medios. La simulación reproduce de forma realista el sistema de corrientes superficiales de la cuenca mediterránea y la formación de agua profunda en el golfo de León, mar Egeo y mar Levantino. Previamente a la simulación, se ha llevado a cabo una validación de dichos flujos océano-atmósfera, a fin de comprobar su idoneidad como forzamiento atmosférico del modelo de circulación oceánica. Se ha evaluado la calidad del flujo de momento mediante un análisis extremal de los episodios de viento simulados aplicando varias técnicas estadísticas, constatándose que el flujo de momento del *hindcast* HIPOCAS se ajusta más a la realidad que el obtenido a partir del reanálisis NCEP. Para validar el flujo de agua dulce se han comparado los datos de precipitación y evaporación neta de HIPOCAS con datos modelizados y observacionales, y se ha evidenciado que HIPOCAS representa mejor la variabilidad del flujo de agua dulce que los reanálisis globales, pese a subestimar los valores observacionales. Se ha apreciado asimismo que los flujos de calor HIPOCAS sobrestiman el flujo neto en el Mediterráneo, aunque presentan patrones espaciales realistas y episodios anómalos concordantes con la cronología real. Finalmente, para analizar la respuesta del mar Mediterráneo ante variaciones en los flujos atmosféricos analizados, se han realizado tests de sensibilidad que han puesto de manifiesto las interacciones existentes entre la atmósfera y la circulación marina.

Summary

Introduction

The Mediterranean Sea covers an area of roughly $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ from 30°N to 46°N and 6°W to 36°E , which accounts for just 0.5 % of the Earth surface. By geographical terms, it is a small and almost enclosed sea, only connected to the oceans through the Strait of Gibraltar. This particular morphology confers a unique climate and a singular marine circulation to the whole mediterranean basin. Occasionally, extreme events such as droughts (Fink et al., 2004; Vautard et al., 2007), torrential rains linked to high sea surface temperatures (Millán et al., 1995; Lebeaupin et al., 2006) or sudden sea level rises in coastal areas due to wind (Robinson et al., 1973) or atmospheric pressure (Jansa et al., 2007; Šepić et al., 2009) effects can alter the human activities taking place in the area. According to the last Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) report, the frequency and intensity of these events could increase during the XXI century, as the most recent regional projections already confirm (Solomon et al., 2007). Therefore, to estimate in detail the impact of climate change on the mediterranean basin and reduce uncertainties related to its evolution at regional and local scales, it is essential to deepen the understanding of the complex Mediterranean climate, studying both the atmosphere and ocean subsystems (Cayan, 1992; Webster, 1994) and particularly their interaction, which plays a significative role in the Mediterranean Sea circulation and atmospheric climate.

To this aim, two main objectives are proposed in this PhD thesis. On one hand, the air-sea interaction over the Mediterranean basin, which is characterized by the momentum (wind), freshwater and heat surface fluxes, has been analyzed by evaluating in depth the fluxes supplied by the HI-POCAS regional atmospheric hindcast. Comparisons with observational and reanalyzed data have been performed for examining the fluxes space-time variability patterns and events chronology. On the other hand, the aforementioned fluxes have been used as atmospheric forcing of a regional ocean baroclinic model in order to simulate the Mediterranean Sea circulation and assess their suitability for such task. The results have been compared to observational data to check the simulation reliability and to indirectly validate

the momentum, freshwater and heat fluxes. Additionally, several sensitivity tests have been carried out for evaluating the response of the Mediterranean Sea to variations of the air-sea fluxes.

Development

The HIPOCAS Mediterranean wind data set has proved to be a useful tool to achieve long-term regional climate studies, especially in comparison with other existing wind data sets derived from global reanalysis data (NCEP, ERA40). In fact, the HIPOCAS Mediterranean long-term wind database overcomes the drawbacks related to time homogeneity or underestimation of wind speed that affects such long-term databases. The present study shows that HIPOCAS reproduces offshore extreme wind events more realistically than NCEP global reanalyses, being able to reproduce more accurately their maximum wind speeds. This improvement is especially outstanding in sensitive areas where orographic complexity arises as a key factor such as the Mediterranean.

A statistical extreme analysis has been achieved by applying two methodologies and has allowed the estimation of wind speeds for different return periods, as well as the evaluation of return periods associated to specific wind speed thresholds. The first method, referred as standard approach, consisted on fitting NCEP and HIPOCAS 44-year annual-maxima wind speed samples to a Gumbel distribution in each offshore grid point. The results highlight the expected differences between both databases, emphasizing the important role played by orography in determining high wind speed areas. The spatial layout of expected wind speed associated to specific return periods shows patterns driven mostly by areas marked by high standard deviation values, which indicates that in analyses with short samples as the one performed, the effect of outliers is more accentuated.

In order to minimize the effect that the sample variability has on such small samples, a second methodology was carried out, by applying a regional frequency analysis based on L-moments (Hosking y Wallis, 2005). Among other advantages, this technique allows to gather data from several sites instead of just one single site, estimating more precisely, that is with lower outlier influence, the tail of the probability distribution. This technique was used to estimate extreme quantiles for seven regions, resulting in a geographical redistribution of the above-detailed high wind areas. Given the role of the wind and associated drag force in these areas, altering heat and water exchanges between the ocean and the atmosphere or inducing in some cases a certain pattern of marine circulation, the use of HIPOCAS ensures a realistic representation of the wind regime in the Mediterranean Sea, which is essential when simulating marine circulation in that region.

Regarding freshwater fluxes, and in particular precipitation, HIPOCAS showed a more realistic spatial pattern than ERA40 and NCEP global reanalyses. However, it was also observed that the GPCPv2 observational dataset used as reference presents uncertainties in mean values, stressing the fact that the obtained bias results have to be handled with caution. Comparisons of precipitation have been performed at the common 2.5° spatial resolution of the GPCPv2 satellite data, in order to avoid alterations in the data source used as reference. However, this decision involves some drawbacks since it entails an inevitable smoothing of the HIPOCAS higher resolution data and, as a consequence, a loss of information and detail. Therefore, the impact of spatial resolution used in the analysis was also studied and confirmed that spatial structures are better resolved in the higher resolution HIPOCAS data.

Statistics such as root mean squared error, correlation of absolute values and anomalies, as well as spatial distributions, scatterplots and skillscores, provide a complete analysis of the model performance in reproducing the observed precipitation. Although ERA40 and HIPOCAS underestimate the observed precipitation, anomalies show better correlations than NCEP and a lower scatter index, making a possible correction easier.

From the perspective of ocean baroclinic simulations and their need of atmospheric forcing, it is essential to complement precipitation with runoff and evaporation data to form the so-called freshwater flux. Since in ocean climate simulations, river runoff is usually prescribed to fixed climatological data, the analysis performed in this thesis focused only on the net evaporation, defined as the balance between evaporation and precipitation, of the HIPOCAS hindcast and the NCEP global reanalysis. Both simulated datasets were validated against the HOAPS-3.2 net evaporation observational data to quantify the hindcast added value. Results have shown that HIPOCAS data are an improvement over NCEP. The hindcast correctly reproduces the time variability and timing of climate events, which is essential for the successful completion of present climate ocean simulations. Comparing with HOAPS-3.2, both simulated data sets underestimate net evaporation in the Mediterranean Sea, although in the case of HIPOCAS the differences are smaller, which facilitates the correction prior to its use as atmospheric forcing in ocean baroclinic simulations.

To complete the analysis of air-sea fluxes, total net heat flux from HIPOCAS and its different components (solar radiation, longwave radiation, sensible heat flux and latent heat flux) have been assessed over the Mediterranean Sea. According to the study, HIPOCAS slightly overestimates the total heat flux, with respect to values given in the literature, resulting in an incomplete closure of the Mediterranean energy balance. However, this positive bias is limited and can be corrected prior to perform ocean simulations.

Average pattern and time variability differ for each heat flux component. It can be noted that sensible and latent heat fluxes play a decisive influence on the net heat flux mean and standard deviation spatial patterns. Unlike the solar radiation flux marked by a latitudinal gradient and the longwave flux limited spatial variations, sensible and latent heat fluxes exhibit similar patterns with more intense losses located in the Gulf of Lions, Aegean and Levantine Seas and to a lesser extent Adriatic Sea.

The aforementioned areas coincide with regions where dense water formation occur, which constitutes one of the “engines” of the Mediterranean thermohaline circulation. This coincidence is not accidental, since heat fluxes play a major role in such events, especially sensible and latent heat that act as a trigger mechanism of convection by altering the surface water thermal characteristics and thus its density. In order to further analyze heat fluxes time variability in sensitive Mediterranean areas, the study has focused on the Aegean Sea during the 1991-1993 winters, marked by the Eastern Mediterranean Transient (EMT), a transitory shift of deep water formation from the Adriatic to the Aegean Sea that involved a change in the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea (Roether et al., 1996; Klein et al., 1999; Josey, 2003). Results show that the daily HIPOCAS data present anomalous net heat losses in the Aegean Sea during this period, mainly due to particularly noteworthy negative anomalies of turbulent heat fluxes in the area.

According to the results, HIPOCAS heat fluxes exhibit well defined spatial patterns at regional scale and show high time variability with realistic anomalous episodes. These changes in the heat fluxes both in time and space are critical when it comes to consistently simulate the Mediterranean Sea circulation and the local phenomena associated with it.

Once the HIPOCAS momentum, freshwater and heat fluxes have been evaluated, they have been used as atmospheric forcing to simulate the Mediterranean baroclinic circulation from July 1980 to December 1999 and assess their impact on it. To this aim, a version of the NEMO v3.2 ocean model (Madec, 2008b), especially adapted to the Mediterranean Sea at $1/12^\circ$ horizontal resolution and with 50 vertical levels (Lebeaupin Brossier et al., 2011), has been employed covering the whole Mediterranean basin and part of the near Atlantic Ocean. The simulation started from stable initial conditions and used climatological data for river runoff and boundary conditions applied in an Atlantic buffer zone.

Although HIPOCAS fluxes adequately reproduce the time variability and major events chronology for the last decades of the twentieth century, it has been found that its direct application in the ocean model leads to negative long-term drifts in salinity and a slight overestimation of the heat budget. To counter these spurious trends, freshwater fluxes were increased and heat

fluxes reduced in the whole domain.

The hindcast generated reproduces realistic sea surface temperature and salinity patterns. Comparing with observational data, the simulation shows an overestimation of SST in the western end of the Mediterranean Sea and a small underestimation in the rest of the basin. A slight and negative systematic bias is also noticed in the whole water column, although with no particular influence on correctly reproduced time variability. Regarding salinity, surface values are similar to the climatological ones, except in the vicinity of river mouths and Black Sea and down to 600 meters of depth, where simulated results are slightly lower.

The simulation correctly reproduces the timing and rates of convective phenomena in the areas where deep water formation usually takes place (Gulf of Lions, Aegean and Levantine Sea), although convection events are minimized in the Adriatic. According to the results, the convection is mainly due to buoyancy loss in surface layers caused by heat loss and to a lesser extent by freshwater.

The average pattern of simulated surface currents are realistic and show the main regional structures, including cyclonic circulation in the western and eastern sub-basins and mesoscale eddies. Furthermore, the hindcast simulates coherent net water and heat transport through the Strait of Gibraltar, ensuring stability in terms of energy and volume in Mediterranean Sea.

The simulated sea level, resulting from the combination of dynamic and steric effects, has a spatial layout consistent with the existing pattern of surface currents in the Mediterranean. It can be noticed that the seasonal cycle amplitudes of the baroclinic sea level and surface net heat flux do not share similar patterns, which shows that heat absorbed by the Mediterranean Sea is mainly redistributed in the basin through advective phenomena.

Several sensitivity test have been achieved in order to measure the response of the Mediterranean Sea to variations in the HIPOCAS momentum, freshwater and heat fluxes. The sensitivity test to momentum flux shows that the wind intensification and persistence in the Gulf of Lions inhibits the formation of deep water, breaking the surface cyclonic eddy and limiting the isopycnals doming, which is a key factor for triggering convection. On the other hand, when precipitation is increased by 1.45 mm day^{-1} , the dense water volume formed in the Gulf of Lions is halved due to a cyclonic gyre weakening in the area, whereas the Gibraltar water transport drastically reduces. Finally, the reduction of surface heat loss by 4 W m^{-2} leads to a decrease of 50% of the deep water formed in the Aegean Sea during the 1991-1993 EMT events.

Conclusions

This thesis demonstrates that HIPOCAS momentum, freshwater and heat fluxes are suitable to use as atmospheric forcing in ocean models for the Mediterranean Sea, despite the presence of negative bias in the freshwater fluxes and positive ones in heat fluxes. In this regard, it is important to note that it has also been verified that the Mediterranean Sea and the circulation model are especially sensitive to the aforementioned atmospheric fluxes, since variations thereof affect significantly the evolution of the system. However, it has also been proved that possible drifts caused by imbalances in the atmospheric forcing can be minimized applying appropriate corrections.

In any case, it is shown that there is still ample room for improvement, either in the generation of realistic atmospheric fluxes databases or in regional ocean modeling focused on the Mediterranean. The interaction between atmosphere and ocean variables analyzed in this thesis also highlights the need of a multidisciplinary team to enable studying with a global perspective both the atmosphere and ocean subsystems.

The application of more sophisticated corrections to the different atmospheric fluxes constitutes one of the possible extensions of this thesis, as well as the implementation of new dynamic downscalings to generate additional sets of atmospheric forcing. However, the purpose of this study was also to propose the ocean simulation and its validation with oceanographic observations as a useful tool for indirect validation of atmospheric fluxes. This aims at a better understanding of these air-sea surface fluxes and improving ocean modeling of the Mediterranean Sea, both profitable for present climate and climate change scenarios studies.

Índice

Agradecimientos	VII
Resumen	IX
Summary	XI
1 Introducción	1
2 Flujos de momento	15
2.1 Caracterización de eventos extremos de viento en HIPOCAS .	17
2.2 Análisis de extremos de viento	21
2.2.1 Método estándar	22
2.2.2 Un nuevo análisis regional de extremos basado en los L-momentos	27
2.3 Puntos más relevantes del capítulo	38
3 Flujos de agua dulce	39
3.1 Análisis de la precipitación	42
3.1.1 Análisis estadístico espacio-temporal	43
3.1.2 Análisis de patrones de variabilidad	54
3.1.3 Índices de validación	65
3.1.4 Impacto de la resolución espacial	68
3.2 Evaporación neta: balance E-P	72
3.3 Puntos más relevantes del capítulo	89
4 Flujos de calor	91
4.1 Flujos de calor en el Mediterráneo: régimen medio	93
4.2 Flujos de calor y convección oceánica en el Mediterráneo . . .	104
4.3 Influencia de los flujos de calor en episodios convectivos del Egeo	110
4.4 Análisis de valores extremos	120
4.5 Puntos más relevantes del capítulo	129

5	Modelización baroclínica del mar Mediterráneo	131
5.1	Sistema de modelado del mar Mediterráneo	133
5.1.1	Módulo baroclínico	133
5.1.2	Configuración del modelo	135
5.2	Simulación de la circulación marina del Mediterráneo (1980-1999)	146
5.2.1	Temperatura	147
5.2.2	Salinidad	153
5.2.3	Convección	157
5.2.4	Corrientes	164
5.2.5	Componente baroclina del nivel del mar	169
5.3	Análisis de sensibilidad	171
5.3.1	Sensibilidad a los flujos de momento	172
5.3.2	Sensibilidad a los flujos de calor	181
5.3.3	Sensibilidad a los flujos de agua dulce	189
5.4	Puntos más relevantes del capítulo	196
6	Conclusiones	199
A	Bases de datos	211
A.1	Datos simulados	211
A.1.1	<i>Hindcast</i> regional atmosférico HIPOCAS	211
A.1.2	Reanálisis global atmosférico NCEP	213
A.1.3	Reanálisis global atmosférico ERA40	213
A.1.4	<i>Hindcast</i> global oceánico ORCA-R025 G70	215
A.2	Datos observacionales	215
A.2.1	Precipitación: GPCP versión 2	215
A.2.2	Evaporación neta (E-P): HOAPS v3.2	216
A.2.3	Temperatura y salinidad: MEDAR/MEDATLAS II	216
A.2.4	Temperatura y salinidad: Levitus 94	217
A.2.5	Temperatura y salinidad: Ishii	218
	Siglas	221
	Bibliografía	225

Índice de figuras

1.1	Mar Mediterráneo, incluyendo orografía y localizaciones geográficas citadas.	2
1.2	Esquema conceptual de la circulación termohalina mediterránea. En amarillo se representan las corrientes superficiales, en rojo las de la capa intermedia y en azul las de las capas profundas.	4
2.1	Espiral de Ekman.	16
2.2	Patrones espaciales de la tendencia del percentil 90 del viento anual (en $\text{m s}^{-1} \text{ año}^{-1}$) de Hindcast of dynamics Process of the Ocean and Coastal AreaS of Europe (HIPOCAS) y National Centers for Environmental Prediction (NCEP), para el periodo 1958-2001 (Sotillo, 2003).	20
2.3	Patrones espaciales de la media \bar{x} y la desviación estándar σ del viento anual máximo de HIPOCAS y NCEP para el periodo 1958-2001 (m s^{-1}).	23
2.4	Campos de velocidad del viento HIPOCAS (ms^{-1}) con a) 50 años y b) 100 años de periodo de retorno, de NCEP con c) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno, y diferencias entre las velocidades de HIPOCAS y NCEP con e) 50 años y f) 100 años de periodo de retorno (estimados a partir de datos de 1958 a 2001).	25
2.5	Campos de los periodos de retorno de HIPOCAS (años) para velocidades de viento de a) 8 Beaufort, c) 9 Beaufort y e) 10 Beaufort, y de NCEP para velocidades de viento de b) 8 Beaufort, d) 9 Beaufort y e) 10 Beaufort para el periodo 1958-2001.	28
2.6	Diferencias entre las velocidades de viento estimadas aplicando las distribuciones Gumbel y Wakeby con periodo de retorno de 50 años (ms^{-1}).	35
2.7	Patrones espaciales de la velocidad del viento de HIPOCAS (ms^{-1}) con a) 50 años y b) 100 años de periodo de retorno, aplicando el método de análisis regional con L-momentos. . .	36

3.1	Precipitación media mensual de GPCPv2 en la cuenca mediterránea para el periodo 1979-2000 (mm).	43
3.2	Desviación estándar de la precipitación mensual de GPCPv2 en la cuenca mediterránea para el periodo 1979-2000 (mm). . .	44
3.3	Sesgo entre la precipitación media mensual de GPCPv2 y HOAPS-3 en la cuenca mediterránea para el periodo 1991-2001 (mm).	45
3.4	Precipitación media mensual de a) NCEP, b), HIPOCAS y c) ERA40 para el periodo 1979-2000 (mm). Se muestran los datos en su resolución espacial original: NCEP a 2,5°, ERA40 a 1°, HIPOCAS a 0,5°.	46
3.5	Desviación estándar mensual de la precipitación de a) NCEP, b), HIPOCAS, c) ERA40 para el periodo 1979-2000 (mm). Se muestran los datos en su resolución espacial original: NCEP a 2,5°, ERA40 a 1°, HIPOCAS a 0,5°.	47
3.6	Error cuadrático medio de la precipitación media mensual (mm) de a) NCEP, b), HIPOCAS, c) ERA40 frente a GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°). . .	49
3.7	Diagramas de dispersión de puntos de la precipitación media mensual a 2,5° de resolución de 1979 a 2000 de a) ERA40, b) NCEP y c) HIPOCAS frente a GPCPv2. El eje de abscisas representa la precipitación observada de GPCPv2 y en ordenadas la precipitación simulada por los modelos, en mm mes ⁻¹	50
3.8	Correlación de la precipitación media mensual de a) NCEP, b) HIPOCAS, c) ERA40 frente a GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	52
3.9	Correlación de la anomalía mensual de precipitación de a) NCEP, b) HIPOCAS, c) ERA40 frente a GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	53
3.10	Ondículas de anomalías de precipitación media mensual: potencia espectral de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	55
3.11	Primera componente principal de las anomalías de precipitación media de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	58
3.12	Segunda componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	60

3.13 Tercera componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	61
3.14 Cuarta componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	63
3.15 Quinta componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	64
3.16 Series temporales de los autovalores asociados a las componentes principales de las anomalías de precipitación media mensual para cada una de las bases de datos (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).	66
3.17 Índices de validación Bias Score (BIA), False Alarm Rate (FAR) y Equitable Threat Score (ETS) de HIPOCAS, NCEP y ERA40 respecto a GPCPv2, referidos a la precipitación media mensual (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°). La línea discontinua señala el valor óptimo para cada índice. En el eje de abscisas se representan los umbrales de precipitación mensual en mm mes ⁻¹	68
3.18 Sesgos de precipitación media mensual para el periodo 1979-2000 entre NCEP e HIPOCAS a a) 2,5° y b) 0,5° de resolución espacial (mm).	69
3.19 a) Sesgo de precipitación media mensual para el periodo 1979-2000 entre ERA40 e HIPOCAS a 0,5° de resolución (mm). b) Ciclo anual de ERA40 e HIPOCAS sobre zonas marítimas computado a partir de datos a 0,5° de resolución (mm mes ⁻¹).	71
3.20 Ciclo anual de E-P en el mar Mediterráneo, entre 1988 y 2000, obtenido a partir de datos HIPOCAS (naranja), NCEP (verde) y HOAPS-3.2 (gris). En sombreado se muestra el rango cubierto por todos los ciclos anuales de las bases de datos para el periodo mencionado y la línea continua representa la media de todos los ciclos anuales. Los datos se expresan en mm mes ⁻¹	75
3.21 Serie temporal de anomalía mensual de E-P promediada para todo el mar Mediterráneo, entre 1988 y 2000, obtenida a partir de las bases de datos HIPOCAS, NCEP y HOAPS-3.2 (Los datos se expresan en mm mes ⁻¹).	76

3.22	Diagramas de cajas del balance E-P en el mar Mediterráneo sobre el periodo 1988-2000 (en mm mes^{-1}), tanto para el periodo completo (a), como para las distintas estaciones (b, c, d, e). Estos diagramas de cajas muestran la mediana (línea gruesa negra), el rango intercuartílico entre los percentiles 25 y 75 (zona en color), los percentiles 10 y 90, y los valores anómalos (círculos negros) inferiores y superiores a estos percentiles, respectivamente.	78
3.23	Media de la evaporación neta E-P de a) HOAPS-3.2, b) HIPOCAS y c) NCEP para el periodo 1988-2000 (Resolución horizontal: $0,5^\circ$; datos en mm mes^{-1}).	80
3.24	Desviación estándar de la evaporación neta E-P de a) HOAPS-3.2, b) HIPOCAS y c) NCEP para el periodo 1988-2000 (Resolución horizontal: $0,5^\circ$; datos en mm mes^{-1}).	82
3.25	Sesgo de E-P de HIPOCAS y NCEP respecto a HOAPS-3.2 para todo el periodo y por estaciones. (Periodo 1988-2000; resolución horizontal: $0,5^\circ$; datos en mm mes^{-1}).	83
3.26	Correlación temporal de las anomalías mensuales de Evaporación-Precipitación de a) HIPOCAS y b) NCEP, respecto a HOAPS-3.2 para el periodo 1988-2000. Se muestran los datos a $0,5^\circ$ de resolución.	85
3.27	Relación geométrica entre el coeficiente de correlación R, el error cuadrático medio Root Mean Square Error (RMSE) y las desviaciones estándar σ_{obs} y σ_{sim} de los datos observados y simulados, respectivamente.	86
3.28	Diagrama de Taylor de la evaporación neta de HIPOCAS (en rojo) y NCEP (en azul) respecto a las observaciones HOAPS-3.2. Las letras indican el periodo analizado: anual (A), invierno (I), primavera (P), verano (V) y otoño (O) de 1988 a 2000.	87
4.1	Promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (en W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).	95
4.2	Invierno (DEF): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).	97
4.3	Primavera (MAM): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).	99
4.4	Verano (JJA): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).	100

4.5	Otoño (SON): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).	101
4.6	Desviación estándar (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).	103
4.7	Áreas geográficas de las regiones analizadas: golfo de León (LEON, rojo), mar Adriático (ADRI, verde), mar Egeo (EGEO, azul) y mar Levantino (LEVA, rosa).	105
4.8	Mar Mediterráneo: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en W m^{-2}).	105
4.9	Golfo de León: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en W m^{-2}). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en W m^{-2}).	107
4.10	Mar Adriático: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en W m^{-2}). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en W m^{-2}).	108
4.11	Mar Egeo: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en W m^{-2}). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en W m^{-2}).	109
4.12	Cuenca Levantina: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en W m^{-2}). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en W m^{-2}).	110
4.13	Anomalías mensuales (acumuladas en una ventana móvil de 3 meses) de flujos diarios de calor latente (azul), sensible (verde), onda larga (rojo), onda corta (amarillo) y calor total (gris) obtenidos de HIPOCAS en el mar Egeo, de 1980 a 1999, en W m^{-2} . En gris se muestra el periodo correspondiente al Eastern Mediterranean Transient (EMT) y a la derecha se representan los histogramas correspondientes a cada flujo.	111
4.14	Series temporales asociadas a las tres primeras componentes principales de las anomalías diarias de flujo de Q_{sen} HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1991 a 1993).	113

- 4.15 Autovectores de Q_{sen} de HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). En negro se representa la isolínea de valor nulo. 115
- 4.16 Series temporales asociadas a las tres primeras componentes principales de las anomalías diarias de flujo de Q_{lat} HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1991 a 1993). 116
- 4.17 Autovectores de Q_{lat} de HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). En negro se representa la isolínea de valor nulo. 117
- 4.18 Series temporales asociadas a las tres primeras componentes principales de las anomalías diarias de flujo de Q_{tot} HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1991 a 1993). 118
- 4.19 Autovectores de Q_{tot} de HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). En negro se representa la isolínea de valor nulo. 119
- 4.20 Curvas de ajuste de los valores extremos de los flujos de calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}), estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS en el Mediterráneo de 1958 a 2001. El eje de abscisas representa los cuantiles (en valor absoluto) de la distribución de valores extremos tipo I (Gumbel) en forma de variable reducida $-\ln(-\ln(P))$, donde P es la probabilidad de no excedencia, y el eje de ordenadas los cuantiles de la muestra considerada. Se muestran las curvas correspondientes a las funciones de distribución GVE (verde), Gumbel (rojo), Pareto (azul) y Weibull (amarillo), así como los valores de las muestras (negro). Los cuantiles (en $W\ m^{-2}$) se expresan en valor absoluto. 121
- 4.21 Flujos de calor sensible ($W\ m^{-2}$) con periodos de retorno de a) 50 años y c) 100 años, estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS (1958-2001). Diferencias porcentuales de los niveles en valor absoluto a b) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno respecto a los valores absolutos máximos anuales. La isolínea negro representa los valores nulos. 122
- 4.22 Flujos de calor latente ($W\ m^{-2}$) con periodos de retorno de a) 50 años y c) 100 años, estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS (1958-2001). Diferencias porcentuales de los niveles en valor absoluto a b) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno respecto a los valores absolutos máximos anuales. La isolínea negro representa los valores nulos. 124

4.23	Flujos de calor neto total (W m^{-2}) con periodos de retorno de a) 50 años y c) 100 años, estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS (1958-2001). Diferencias porcentuales de los niveles en valor absoluto a b) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno respecto a los valores absolutos máximos anuales. La isolínea negro representa los valores nulos.	125
4.24	Niveles de retorno de los flujos de calor sensible (Q_{sen} , verde), calor latente (Q_{lat} , azul) y calor neto total (Q_{tot} , gris) promediados en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo, mar Levantino y mar Mediterráneo (W m^{-2}).	127
5.1	Dominio geográfico y batimetría de IBMED12, y zona <i>buffer</i> en el contorno atlántico.	136
5.2	Serie temporal de la energía cinética turbulenta acumulada en todo el volumen de agua de IBMED12 para las simulaciones de <i>spinup</i> IM12-000 (verde) e IM12-001 (azul). Las líneas discontinuas muestran un ajuste cuadrático de cada serie. . .	144
5.3	Series temporales del promedio espacial por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la temperatura potencial en el mar Mediterráneo. Se presentan los resultados de las simulaciones de <i>spinup</i> IM12-000 (verde), IM12-001 (azul) y los valores de la climatología Ishii (gris).	145
5.4	Series temporales del promedio espacial por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la salinidad en el mar Mediterráneo. Se presentan los resultados de las simulaciones de <i>spinup</i> IM12-000 (verde), IM12-001 (azul) y los valores de la climatología Ishii (gris).	146
5.5	Distribución espacial de la media de la temperatura superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) IM12-002 , b) climatología Ishii y c) diferencia entre ambas (en $^{\circ}\text{C}$). . . .	148
5.6	Series temporales de temperatura superficial diaria (panel superior) y anomalía de temperatura respecto a la media mensual (panel inferior) obtenida a partir de la simulación IM12-002 (en azul) y de las observaciones <i>in situ</i> (en rojo) registradas en la boya de la Red Exterior de Puertos del Estado (PdE) del cabo de Gata ($2,32^{\circ}\text{ O}$; $36,57^{\circ}\text{ N}$) (en $^{\circ}\text{C}$).	149
5.7	Distribución espacial de la desviación estándar de la temperatura superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) IM12-002 , b) climatología Ishii y c) diferencia entre ambas (en $^{\circ}\text{C}$).	151

5.8	Series temporales del promedio espacial y por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la temperatura potencial en el mar Mediterráneo (en °C). En rojo se presentan los resultados de la simulación IM12-002 y en gris los valores de la climatología Ishii.	153
5.9	Distribución espacial de la media de la salinidad superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) IM12-002 , b) climatología Ishii (Ishii et al., 2006) y c) diferencia entre ambas (en psu).	154
5.10	Distribución espacial de la desviación estándar de la salinidad superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) IM12-002 , b) climatología Ishii y c) diferencia entre ambas (en psu).	155
5.11	Series temporales del promedio espacial y por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la salinidad en el mar Mediterráneo (en psu). En azul se presentan los resultados de la simulación IM12-002 y en gris los valores de la climatología Ishii.	156
5.12	Volumen mensual de agua (en m ³) con densidad potencial superior a 29,0 kg m ⁻³ y 29,1 kg m ⁻³ en el golfo de León (LEON), y a 29,1 kg m ⁻³ y 29,2 kg m ⁻³ en el mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA).	158
5.13	Tasa anual de formación de agua (en Sv) con densidad superior a 29,0 kg m ⁻³ y 29,1 kg m ⁻³ en el golfo de León (LEON), y a 29,1 kg m ⁻³ y 29,2 kg m ⁻³ en el mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA).	159
5.14	Evolución de la pérdida de flotabilidad (F) por flujos de calor y de agua dulce en el golfo de León (LEON), mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA) de 1980 a 1999 (en m ² s ⁻³).	162
5.15	Representación esquemática de los patrones de circulación superficial en el mar Mediterráneo, extraída de Pinardi et al. (2006).	164
5.16	Corrientes simuladas en el Mediterráneo, promediadas para el periodo 1981-1999 (en m s ⁻¹).	165
5.17	Transporte de agua entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar de 1981 a 1999 (en Sv).	166
5.18	Transporte de calor entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar de 1981 a 1999 (en Sv).	166
5.19	Transporte de sal entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar de 1981 a 1999 (en Sv).	167

- 5.20 Amplitud anual del flujo de calor total en el Mediterráneo (en W m^{-2}) entre 1981 y 1999. 169
- 5.21 Amplitud anual de la componente termoestérica del nivel del mar Mediterráneo (en cm) simulada en **IM12-002** (periodo 1981-1999). 170
- 5.22 Media de la componente baroclina del nivel del mar Mediterráneo simulada en **IM12-002** (periodo 1981-1999) (en cm). La línea negra marca los puntos de nivel 0. 171
- 5.23 Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (en $^{\circ}\text{C}$) obtenida a partir de las simulaciones con viento realista HIPOCAS (izquierda), viento nulo (centro) y viento intensificado (derecha) en la región LEON. Se muestran las medias mensuales de noviembre 1986 a marzo 1987. La línea negra señala la sección vertical mostrada en los análisis de la densidad en la columna de agua. 173
- 5.24 Diagramas de Hovmöller de las diferencias entre las simulaciones de viento nulo (**IM12-002m0**, izquierda) y viento x3 (**IM12-002m3**, derecha) respecto a control (**IM12-002**) (periodo 1986-1987). Se muestran los valores mensuales, promediados en la región LEON entre 0 y 400 metros de profundidad, de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad (psu) y densidad (kg m^{-3}). La línea negra marca los puntos de valor nulo. 174
- 5.25 Distribución espacial de la corriente superficial obtenida a partir de las simulaciones con viento HIPOCAS (**IM12-002**, izquierda), viento nulo (**IM12-002m0**, centro) y viento x3 (**IM12-002m3**, derecha) en la región LEON (en m s^{-1}). Se muestran los resultados mensuales de noviembre 1986 a marzo 1987. 175
- 5.26 Sección vertical en el golfo de León a $4,5^{\circ}\text{E}$ (en negro en la Figura 5.23) de la anomalía de densidad potencial (en kg m^{-3}) obtenida de las simulaciones forzadas con viento HIPOCAS (**IM12-002**, izquierda), viento nulo (**IM12-002m0**, centro) y viento intensificado (**IM12-002m3**, derecha), de noviembre 1986 a marzo 1987. 177
- 5.27 Distribución espacial de la profundidad de la capa de mezcla obtenida a partir de las simulaciones con viento HIPOCAS (**IM12-002**, izquierda), viento nulo (**IM12-002m0**, centro) y viento intensificado (**IM12-002m3**, derecha) en la región LEON (en m). Se muestran los resultados mensuales de noviembre 1986 a marzo 1987. 178

- 5.28 Profundidades máximas de la capa de mezcla en la región LEON a partir de las simulaciones forzadas con viento HIPOCAS (**IM12-002**, gris), viento nulo (**IM12-002m0**, rojo) y viento x3 (**IM12-002m3**, azul) (periodo 1986-1987 en el panel inferior izquierdo, periodo diciembre 1986-abril 1987 en el panel principal). 179
- 5.29 Tasas de formación de aguas densas en la región LEON durante el invierno 1986-1987 (en Sv). Se muestran los resultados obtenidos a partir de las simulaciones forzadas con viento HIPOCAS (**IM12-002**), viento nulo (**IM12-002m0**) y viento intensificado (**IM12-002m3**) para $\sigma_0 > 29,0 \text{ kg m}^{-3}$ (capa intermedia de 200 a 500 m) y $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$ (capa profunda de 2000 m hasta el fondo). 180
- 5.30 Distribución espacial de la Sea Surface Temperature (SST) (en °C) promediada entre 1990 y 1993, a) sin corrección de flujos de calor, b) con corrección de flujos de calor y c) diferencia entre ambas. La línea negra del panel superior señala la sección vertical empleada para el análisis de la densidad en la columna de agua. 183
- 5.31 Diagramas de Hovmöller de las diferencias entre las simulaciones sin corrección (**IM12-002nc**) y con corrección (**IM12-002**) de flujos de calor de a) temperatura (°C), b), salinidad (psu) y c) densidad (kg m^{-3}) promediadas en la región EGEO entre 0 y 400 metros de profundidad, de 1990 a 1993. La línea negra marca los puntos de valor nulo. 184
- 5.32 Distribución espacial de la profundidad de la capa de mezcla (en m) obtenida a partir de las simulaciones con flujos de calor HIPOCAS corregidos (**IM12-002**, izquierda) y sin corregir (**IM12-002nc**, derecha) en el mar Egeo. Se muestran los patrones espaciales mensuales de noviembre 1992 a marzo 1993. 186
- 5.33 Sección vertical en la cuenca Cretense a 24,8 °E (en negro en la Figura 5.30) de la anomalía de densidad potencial obtenida de las simulaciones forzadas con flujos de calor corregidos (**IM12-002**, izquierda) y sin corregir (**IM12-002nc**, derecha), de noviembre 1992 a marzo 1993. 188
- 5.34 Tasas de formación de aguas densas en la región EGEO durante los inviernos de 1991 a 1993 (en Sv). Se muestran los resultados obtenidos a partir de las simulaciones forzadas sin (**IM12-002nc**) y con (**IM12-002m0**) corrección de los flujos de calor para $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$ (capa intermedia de 200 a 500 m) y $\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3}$ (capa profunda de 2000 m hasta el fondo). 189

5.35	Transporte neto de agua en el estrecho de Gibraltar entre 1986 y 1987 estimado a partir de las simulaciones con flujo de agua dulce reducido (IM12-002na) y de referencia (IM12-002), y variaciones del transporte de agua neto, entrante y saliente de IM12-002na respecto a IM12-002 (Sv).	190
5.36	Diferencia en módulo medio (en m s^{-1}) de las corrientes superficiales de las simulaciones con flujo de agua dulce reducido (IM12-002na) y de referencia (IM12-002) (periodo 1986-1987).	191
5.37	Distribución espacial de la corriente superficial obtenida a partir de la simulación de referencia (IM12-002 , izquierda) y con flujo de agua dulce reducido (IM12-002na , derecha) en la región LEON (velocidad en m s^{-1}). Se muestran los resultados mensuales de noviembre 1986 a febrero 1987.	193
5.38	Tasas de formación de aguas densas en la región LEON durante el invierno de 1986-1987 (en Sv). Se muestran los resultados obtenidos a partir de las simulaciones de referencia (IM12-002) y con flujo de agua dulce reducido (IM12-002na) para $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$ (capa intermedia de 200 a 500 m) y $\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3}$ (capa profunda de 2000 m hasta el fondo).	194
5.39	Evolución temporal del índice de estratificación (en m^2s^{-2}) obtenido para las simulaciones con flujo de agua dulce reducido (IM12-002na) y de referencia (IM12-002), en las regiones LEON (golfo de León), ADRI (mar Adriático), EGEO (mar Egeo) y LEVA (mar Levantino) (periodo 1986-1987).	194
A.1	Orografía de la malla HIPOCAS.	212
A.2	Orografía del reanálisis global NCEP para la zona HIPOCAS.	214
A.3	ERA40 - Temperatura a 2 metros.	214
A.4	Levitus 94 - Temperatura superficial del mar	217

Índice de Tablas

2.1	Código, descripción geográfica y vientos principales de las regiones seleccionadas para aplicar el método de análisis de frecuencia regional.	30
2.2	Número de muestras y valor de heterogeneidad H de las regiones seleccionadas.	33
3.1	Media \bar{x} , desviación estándar σ_x , sesgo $\bar{x}_{sim} - \bar{x}_{GPCPv2}$, Error cuadrático medio (RMSE) y correlación temporal R_{abs} de la precipitación promediada en toda la cuenca mediterránea de 1979 a 2000. La media, desviación estándar, sesgo y RMSE se expresan en mm mes^{-1}	48
3.2	Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal en cada una de las bases de datos empleadas.	57
3.3	Índices de correlación espacial de los autovectores correspondientes a las tres bases de datos simulados respecto a los datos observacionales de GPCPv2.	59
3.4	Índices de correlación temporal de los autovalores correspondientes a las tres bases de datos simulados respecto a los datos observacionales de GPCPv2.	65
3.5	Tabla de contingencia.	66
3.6	Valores del ciclo anual de E-P en el mar Mediterráneo, desde 1988 hasta 2000. Comparación realizada sobre una malla común (no incluye los mares Adriático y Egeo) a $0,5^\circ$ de resolución espacial para el periodo 1988-2000.	74
3.7	Índices de correlación de anomalía mensual de E-P promediada espacialmente en el mar Mediterráneo (periodo 1988-2000), de HIPOCAS y NCEP respecto a HOAPS-3.2.	75
4.1	Promedio del flujo de calor total Q_{tot} y sus componentes radiativas (flujo de radiación solar Q_{solar} y onda larga Q_{larga}) y turbulentas (flujo de calor sensible Q_{sen} y calor latente Q_{lat}) en el mar Mediterráneo (en W m^{-2}), a partir de los datos HIPOCAS (Periodo de estudio: 1958-2001).	94

4.2	Correlación espacial del campo medio de flujo de calor total (Q_{tot}) respecto a los campos medios de los flujos de onda corta (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}). Los cálculos se han realizado para el periodo de estudio completo 1958-2001 y por estaciones.	96
4.3	Mínimo, máximo, rango, desviación estándar (σ), asimetría (Asi), curtosis (Cur), percentil 25 (P_{25}), mediana (P_{50}), percentil 75 (P_{75}) y media (\bar{x}) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}), en el mar Mediterráneo (MED), golfo de León (LEON), mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA). En negrita se muestran los mínimos y máximos absolutos, rangos y desviaciones estándar máximos, percentiles 25 mínimos, mediana, percentil 75 y media máximos en Q_{solar} y mediana, percentil 75 y media mínimos en Q_{tot} , Q_{larga} , Q_{sen} y Q_{lat}	106
4.4	Anomalías del flujo de calor total Q_{total} de HIPOCAS y contribución (absoluta y porcentual) de las diferentes componentes sobre Q_{total} en el mar Egeo derivadas de datos HIPOCAS, promediadas para los inviernos 1991-1992 y 1992-1993, en Wm^{-2} . 112	
4.5	Porcentaje de varianza explicada por las cinco primeras componentes principales de los flujos de calor sensible, latente y total (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). . . .	113
4.6	Diferencias (en %) de los niveles (en valor absoluto) de Q_{sen} , Q_{lat} y Q_{tot} con periodos de retorno de 50 años y 100 años respecto a las pérdidas de calor máximas anuales obtenidas en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino. 123	
5.1	Promedios de los flujos de calor en el Mediterráneo de HIPOCAS a la resolución original ($1/2^\circ$, HIP_{orig}) y a la resolución de IBMED12 ($1/12^\circ$, HIP_{int}) (periodo 1980-1999). Promedios observados, según Sánchez-Gómez et al. (2011), a partir de datos de ^a NOC (1980-2004), ^b HOAPS (1988-2005) y flujo de calor total resultante. Sesgos de HIP_{int} respecto a HIP_{orig} y a los flujos observados. Correcciones aplicadas y valor final de los flujos de calor usados como forzamiento atmosférico (en $W m^{-2}$).	140

5.2	Promedio espacial y temporal de los flujos de agua dulce en el mar Mediterráneo. En los forzamientos atmosféricos, los datos de evaporación y precipitación corresponden a HIPOCAS (1981-1999) y los de escorrentía y mar Negro a la climatología RivDis. OBS1 y OBS2 corresponden a flujos de agua dulce analizados por Sánchez-Gómez et al. (2011) y calculados a partir de observaciones de ⁽¹⁾ NOC (1980-2004) para evaporación y HOAPS (1988-2005) para precipitación, y ⁽²⁾ HOAPS (1988-2005) para ambas variables, junto con climatologías de R y N.	142
5.3	Correlación espacial de la temperatura superficial del mar Mediterráneo simulada y de su sesgo respecto a la climatología Ishii frente a los flujos de onda corta (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}), calor latente (Q_{lat}) y calor total (Q_{tot}). Los cálculos se han realizado para el periodo de la simulación 1981-1999.	150
5.4	Promedios temporales de las series temporales de temperatura potencial en el Mediterráneo de la simulación IM12-002 , y sesgo y correlación respecto a la climatología Ishii, para las capas de 0 a 150 metros, 150 a 600 metros y 600 a 1500 metros. Con * se muestran las correlaciones significativas al 95 %. . .	152
5.5	Promedios temporales de las series temporales de salinidad en el Mediterráneo de la simulación IM12-002 , y sesgo y correlación respecto a la climatología Ishii, para las capas de 0 a 150 metros, 150 a 600 metros y 600 a 1500 metros. Con * se muestran las correlaciones significativas al 95 %.	156
5.6	Promedio de la tasa anual de formación de aguas densas en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino entre 1981 y 1999, (en Sv). Entre paréntesis se muestran los umbrales tomados para el golfo de León.	160
5.7	Correlación temporal entre la tasa anual de formación de aguas densas y el flujo de flotabilidad por calor y agua dulce en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino entre 1981 y 1999.	163
5.8	Valores medios entrantes, salientes y netos de los transportes de agua, calor y sal en el estrecho de Gibraltar, de 1981 a 1999.	168
5.9	Valores observados de transporte de agua entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar.	168
5.10	Transporte de calor en el estrecho de Gibraltar y pérdida de calor en la superficie del mar Mediterráneo con y sin corrección de flujos de calor para los periodos 1990-1993 y 1981-1999 (en $W\ m^{-2}$).	182

5.11 Valores medios entrantes, salientes y netos del transporte de agua en el estrecho de Gibraltar, de 1986 a 1987, para la simulación con reducción del flujo de agua (IM12-002na) y de referencia (IM12-002).	190
--	-----

Capítulo 1

Introducción

El mar Mediterráneo, frontera entre el continente euroasiático y el africano, abarca un área aproximada de $2,5 \cdot 10^6$ km² que se extiende de 30°N a 46°N y de 6°W a 36°E y representa tan sólo un 0,5 % de la superficie total de la Tierra (Figura 1.1). A pesar de haber sido cuna de algunas de las más importantes e influyentes civilizaciones del planeta, en términos geográficos no deja de ser un mar pequeño y prácticamente interior (Bethoux et al., 1999), conectado al resto de aguas oceánicas únicamente a través de los escasos 14 km de ancho del estrecho de Gibraltar. Tan peculiar configuración morfológica y la existencia de grandes sistemas montañosos a su alrededor herederos del plegamiento alpino ocurrido en el terciario (Atlas, Pirineos, Alpes, Apeninos, Balcanes, Montes Tauro) confieren características únicas a toda la cuenca mediterránea. Así, la zona viene marcada por unos patrones climáticos propios, definidos en términos atmosféricos por veranos muy cálidos y secos, inviernos templados y lluviosos, primaveras y otoños variables, y en términos oceánicos por intensos fenómenos convectivos en la cuenca y un particular patrón de circulación marina.

Aunque el clima, tanto atmosférico como oceánico, de la región sigue por lo general unas pautas y ciclos establecidos, ocasionalmente tienen lugar episodios extremos tales como sequías prolongadas (Fink et al., 2004; Vautard et al., 2007), precipitaciones torrenciales en otoño ligadas a las altas temperaturas del mar (Millán et al., 1995; Lebeaupin et al., 2006), o aumentos puntuales del nivel del mar en zonas costeras vinculados al viento (Robinson et al., 1973) o a la presión atmosférica (Jansa et al., 2007; Šepić et al., 2009), cuyos efectos repercuten de forma significativa y directa en las actividades humanas desempeñadas en su entorno. Tales eventos anómalos y sus consecuencias podrían además aumentar en frecuencia e intensidad en las próximas décadas, debido a la alteración de los patrones climáticos por las emisiones de gases de efecto invernadero. En este sentido, el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático –*Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, en inglés– señala en sus últimos informes (Solomon

A detailed map of the Mediterranean Sea region. The map shows the sea in blue, surrounded by landmasses in green and brown. Major bodies of water labeled include the Océano Atlántico to the west, the Mar de Azov to the northeast, the Mar Negro to the east, and the Mar de Mármara to the southeast. The central Mediterranean Sea is labeled 'Mediterráneo'. Other smaller seas and gulfs include the Golfo de León, Golfo de Génova, Golfo de Sicilia, Golfo de Siria, Golfo de Vercia, Mar de Balear, Mar de Alboran, Mar de Jónico, Egeo, Cuenca Cretense, and Mar Levantino. Islands shown include Sicilia, Córcega, Cerdeña, and the Islas Baleares. Countries and regions labeled include Francia, España, Italia, Grecia, Turquía, Argelia, Libia, Egipto, and Creta. Key geographical features like the Estrecho de Gibraltar, Estrecho de Otranto, Estrecho de Bósforo, and Canal de Suez are also marked. The map includes latitude and longitude lines.

Para identificar adecuadamente los mecanismos que rigen el sistema climático, es importante caracterizar tanto los parámetros atmosféricos como los oceánicos y evaluar las interacciones y retroalimentaciones que se producen entre ambos subsistemas climáticos (Cayan, 1992; Webster, 1994). De hecho, la interacción océano-atmósfera es decisiva en la configuración y comportamiento de ambos subsistemas, destacando el importante papel que juegan los flujos superficiales de momento, agua dulce y calor, motivo por el cual serán objeto de análisis en el trabajo que se expone a continuación.

Desde el punto de vista del sistema oceánico, los flujos de momento – resultado de la transferencia de cantidad de movimiento a las capas superficiales del océano por efecto de la tensión del viento– tienen como conse-

cuencias más visibles el oleaje, la configuración de la circulación superficial y cierta variación del nivel del mar. Si bien el régimen medio del viento determina en líneas generales la circulación oceánica en superficie a nivel global (Bladé et al., 2010), los eventos anómalos de viento intenso pueden alterar el habitual patrón de corrientes marinas superficiales y repercutir en los intercambios de calor entre el aire y el mar, modificando de este modo la estratificación de la capa de agua superficial y volviéndola inestable (Herrmann et al., 2010). La particular y compleja orografía que rodea el Mediterráneo condiciona sobremanera la dinámica atmosférica en la zona. De hecho, procesos de intensificación del viento, asociados a la canalización del flujo atmosférico entre los sistemas montañosos, configuran un patrón de vientos regionales que marcan el clima mediterráneo y su variabilidad regional y local. Así, vientos regionales tales como el Cierzo en el mar Balear, la Tramontana y el Mistral en el golfo de León, el Bora en el norte del Adriático y los Etesios en el Egeo, pueden condicionar los fenómenos de convección y generación de aguas profundas que constituyen uno de los mecanismos de disparo del sistema circulatorio de esta cuenca marina (Pinardi y Masetti, 2000).

Además de por estos eventos regionales, el clima imperante en la cuenca mediterránea se caracteriza por un déficit de agua dulce en la región causado por el exceso de evaporación con respecto al aporte de agua dulce asociado a la precipitación, escorrentía y descarga de ríos y del mar Negro¹. Sin embargo, a pesar de la condición ya mencionada de mar prácticamente interior que define al Mediterráneo, su conexión al resto de océanos a través de Gibraltar permite equilibrar el citado déficit de agua a largo plazo gracias al aporte de agua atlántica entrante a través de dicho estrecho. Aunque el aporte de agua dulce de la escorrentía, de los ríos y del mar Negro no son despreciables, el término que principalmente regula el citado balance hídrico es el correspondiente a la diferencia entre evaporación y precipitación, denominado evaporación neta, que constituye de hecho la mayor parte del flujo de agua dulce. Este flujo superficial juega un papel importante en la circulación marina del Mediterráneo (Skiris y Lascaratos, 2004), al ser sus cambios capaces de alterar las características termohalinas de la capa superficial.

De forma análoga a lo que sucede con el flujo de agua dulce, el semicerrado mar Mediterráneo intercambia calor con el océano Atlántico a semejanza de una gran máquina termodinámica. Así, a través del estrecho de Gibraltar se transporta calor neto hacia el Mediterráneo como resultado del balance entre la entrada de agua superficial atlántica relativamente cálida y la salida en profundidad de agua mediterránea más fría (Tsimplis y Bryden, 2000). Este equilibrio, denominado cierre del balance energético mediterráneo, establece que, para que se mantenga la estabilidad energética del Mediterráneo,

¹El mar Negro presenta una salinidad mucho menor que el Mediterráneo, de ahí que se considere fuente de agua dulce a efectos del balance hídrico.

el aporte de calor neto en Gibraltar ha de compensar en escalas de tiempo largas las pérdidas de calor del subsistema oceánico que tienen lugar en la superficie marina (Bethoux, 1979). El vínculo existente entre el calor cedido a la atmósfera y el transporte de agua en Gibraltar asigna por tanto un papel primordial al flujo de calor en la circulación del mar Mediterráneo. La influencia del flujo de calor resulta también determinante en la generación de aguas profundas que tiene lugar en diversas zonas del Mediterráneo, fenómeno que constituye, junto con las corrientes del estrecho de Gibraltar, el mecanismo básico para la puesta en marcha del sistema de circulación marina de la región. Así, las variaciones locales del flujo de calor pueden alterar las características termohalinas de la capa superficial marina y por tanto la densidad, favoreciendo o inhibiendo la formación de aguas profundas que habitualmente tiene lugar en el golfo de León, mar Adriático y mar Levantino (Roether et al., 1996). Sin embargo, en ocasiones se producen anomalías de los flujos de calor que llegan a modificar de forma transitoria el patrón de formación de aguas profundas, como así ocurrió en el denominado *EMT* –Evento Transitorio del Mediterráneo Oriental– de 1991 a 1993 (Roether et al., 1996; Klein et al., 1999; Josey, 2003), que alteró la circulación termohalina del Mediterráneo trasladando la zona de formación de aguas profundas del Adriático al mar Egeo.

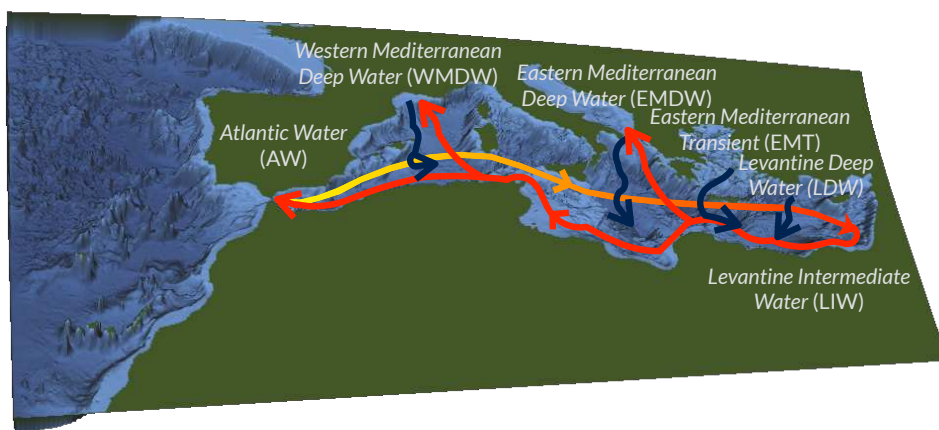


Figura 1.2: Esquema conceptual de la circulación termohalina mediterránea. En amarillo se representan las corrientes superficiales, en rojo las de la capa intermedia y en azul las de las capas profundas.

Estos mecanismos de compensación del agua y energía cedidas a través de la interfase océano-atmósfera por el mar Mediterráneo, con aportes de agua y calor procedente del océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar (Bethoux et al., 1999) permiten el establecimiento en el Mediterráneo de una circulación termohalina propia caracterizada por corrientes contrapuestas presentes a distintas profundidades (Pinardi y Masetti, 2000). La primera corriente de carácter zonal está vinculada a la entrada de agua atlántica –*Atlantic Water (AW)*– a través de Gibraltar y se sitúa entre 0 y 500 metros de profundidad (Figura 1.2). En su curso hacia el Oeste, esta masa de agua se saliniza por efecto de la evaporación y pierde calor, incrementando paulatinamente su densidad hasta convertirse en agua intermedia levantina –*Levantine Intermediate Water (LIW)*– en el Mediterráneo oriental (Lascaratos et al., 1993), desde donde regresa hacia el Atlántico en torno a 1000 metros de profundidad. En paralelo, los cambios transitorios en los flujos de intercambio océano-atmósfera de momento, agua dulce y calor inducen procesos convectivos de formación de aguas profundas en el golfo de León –*Western Mediterranean Deep Water (WMDW)*– (Marshall y Schott, 1999), mar Adriático –*Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW)*– (Castellari et al., 1998), mar Levantino –*Levantine Deep Water (LDW)*– (Özsoy et al., 1993; The LIWEX Group, 2003), y, ocasionalmente durante el EMT, mar Egeo (Roether et al., 1996), que se ven a su vez alteradas por las características termohalinas de la LIW generando corrientes de tipo meridiano (Pinardi y Masetti, 2000). Este sistema de corrientes mediterráneo pone de manifiesto la existencia de vínculos entre los patrones climáticos atmosféricos y oceánicos de la zona. En este sentido, el presente trabajo pretende desentrañar aspectos clave en la interacción existente entre el medio atmosférico y el medio marino de la cuenca mediterránea.

Las climatologías generadas a partir de datos observacionales atmosféricos de viento, precipitación y evaporación *in situ* recogidos por estaciones meteorológicas junto con los datos de flujo radiativo obtenidos a partir de los espectroradiómetros de teledetección satelital, permiten caracterizar los flujos océano-atmósfera a nivel global y determinar su evolución a lo largo del tiempo. No obstante, la monitorización de estas variables atmosféricas en áreas limitadas como la cuenca mediterránea se ve obstaculizada en la práctica por la escasez de estaciones localizadas en aguas abiertas, por la corta longitud de los registros históricos y la falta de homogeneidad geográfica de los datos.

La toma de datos observacionales de océano *in situ* presenta aún mayores dificultades dada su complejidad y elevado coste, siendo por tanto significativamente menor su volumen en comparación con el de los datos atmosféricos (Vargas-Yáñez et al., 2009). No obstante, son cada vez más numerosas las instituciones dedicadas a la investigación, a la ingeniería o a la generación de energía que realizan campañas de medición tanto puntuales como periódicas

(anuales, estacionales o mensuales), por medio de instrumentos tales como CTDs, correntímetros, batitermógrafos MBTs, XBTs o DBTs, o *drifters*. A su vez, distintas instituciones y organismos se encargan de aspectos fundamentales como la recogida permanente de datos observacionales y su difusión en tiempo casi real. Así, distintas iniciativas desarrolladas a escala nacional por varios países de la cuenca mediterránea han hecho posible la instalación y gestión de redes de boyas fondeadas, como la Red Exterior de Puertos del Estado (Álvarez Fanjul et al., 2003) frente a las costas españolas o la red griega POSEIDON del *National Centre for Marine Research (NCMR)* en el Mediterráneo oriental (Nittis et al., 2002). A ello hay que añadir la aparición en los últimos años de programas a nivel internacional como el de lanzamiento de boyas perfiladoras ARGO (Menna y Poulain, 2010) y otros proyectos como MyOcean, centrado en la recopilación y distribución coordinada de los datos observacionales oceanográficos disponibles en el Mediterráneo (Perivoliotis et al., 2012).

Asimismo, cabe destacar el papel desempeñado durante estos últimos años por la teledetección satelital aplicada a la observación del océano. Diversos dispositivos embarcados en satélites proporcionan una valiosa información espacial de la temperatura (espectroradiómetros, radiómetros de infrarrojos), salinidad (radiómetros de microondas) o altura superficial del mar (altímetros) y de variables de índole biogeoquímica (espectroradiómetros) como el “color del océano” producido por la concentración de sedimentos, clorofila o materia orgánica disuelta, entre otras. Así lo ponen de manifiesto los datos satelitales registrados en el marco de misiones como JASON, proyecto conjunto de la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* y el *Centre National d’Études Spatiales (CNES)* francés destinado a monitorizar variables superficiales del mar como la temperatura o la altimetría, o por el satélite *Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS)*, entre cuyos objetivos figura la medición de la salinidad superficial en los océanos (Font et al., 2004). No obstante, es importante señalar que la teledetección satelital no ofrece de momento información relacionada con las corrientes en superficie, siendo además inexistente el registro de datos observacionales de las distintas variables a mayores profundidades, lo que constituye un importante *handicap* para la caracterización del océano.

A pesar de la mejora aportada por la teledetección, la dispersión de los puntos de observación y la limitada disponibilidad de datos homogéneos en el tiempo introduce incertidumbres en la evaluación del citado intercambio océano-atmósfera en el Mediterráneo. Para subsanar esta carencia, en estudios climáticos se ha recurrido al uso de bases de datos de reanálisis generados por medio de modelos numéricos. Estos modelos matemáticos asociados a la asimilación de datos parten de la información observacional existente y reproducen los procesos en escala global que gobiernan la circulación de los componentes atmosférico y/o oceánico del sistema climático, facilitando por

tanto el estudio de la dinámica atmosférica u oceánica a largo plazo. Así, mediante la resolución del sistema de ecuaciones que rige la física del sistema climático se logra estimar la evolución a lo largo del tiempo de variables que lo caracterizan tanto en superficie como en la vertical.

Cabe destacar que, durante los últimos años, el progreso experimentado en el campo de la simulación numérica se ha debido fundamentalmente a los avances tecnológicos registrados en supercomputación, que resulta indispensable para calcular el elevadísimo número de operaciones aritméticas requeridas para modelizar el sistema océano-atmósfera. El desarrollo y avance de la modelización oceánica es más reciente que el de los modelos atmosféricos y viene condicionado por la falta de datos oceanográficos y atmosféricos sobre zonas marítimas que sirvan para ser asimilados o empleados como condiciones iniciales y de contorno de los citados modelos oceánicos.

En concreto, la asimilación de datos observacionales en las simulaciones permite en primer lugar la obtención de análisis que constituyen la mejor “fotografía” del estado del sistema simulado y en segundo lugar la generación de reanálisis globales homogéneos y coherentes con la cronología real del periodo simulado. La climatología atmosférica ha sido pionera en la generación de este tipo de datos reanalizados. Así, entre los reanálisis globales atmosféricos más importantes con los que se cuenta en la actualidad, podemos citar los desarrollados por los centros dedicados a la caracterización atmosférica como el *NCEP/National Center for Atmospheric Research (NCAR)* (Kalnay et al., 1996) o los ERA40 y ERA-interim del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)* (Uppala et al., 2005). La generación de reanálisis de océano es más reciente y se inició a principios del siglo XXI, destacando en la actualidad las numerosas actividades destinadas a obtener reanálisis globales y regionales en el marco del proyecto MyOcean.

El desarrollo de estos reanálisis ha ido aparejado a los avances experimentados en los esquemas de asimilación de datos. Estos esquemas permiten usar hoy en día la mayoría de las observaciones oceanográficas disponibles, como los datos de altimetría satelital, con los que se puede observar las variaciones del nivel del mar asociadas a los remolinos (*eddies* en inglés) oceánicos, que juegan un destacado papel en el transporte de calor (Souza et al., 2011). De ahí que resulte importante la inclusión de estos datos observacionales en los reanálisis de océano para comprender mejor la variabilidad oceánica a escala climática. No obstante, es preciso recordar que, en comparación con los datos de atmósfera, los datos observacionales son escasos en oceanografía –especialmente en profundidad, y con anterioridad a la aparición de las boyas perfiladoras ARGO–, lo que, unido a la baja resolución de los forzamientos atmosféricos superficiales empleados y el desarrollo más reciente de los propios modelos oceánicos, redundan en incertidumbres aún significativas en los reanálisis de océano.

Aunque los reanálisis globales antes mencionados proporcionan datos adecuados para evaluar las tendencias a escala global del clima tanto en su vertiente atmosférica como en la oceánica, su uso en estudios regionales presenta limitaciones debido a su baja resolución espacio-temporal. Así, en el caso de los atmosféricos, su resolución típica permite detectar patrones a gran escala, pero no tanto las estructuras mesoescalares producidas por la interacción entre los fenómenos a escala sinóptica y particularidades geográficas tales como la orografía, la distribución tierra-mar y los tipos de suelo (von Storch et al., 2000). Por ello, cuando se requiere estudiar el clima de regiones marcadas por complejas configuraciones costeras y orográficas como el Mediterráneo y especialmente parámetros superficiales como el viento a 10 metros, la precipitación, la temperatura o, en el caso del océano, las corrientes superficiales, su baja resolución supone un inconveniente (Sotillo et al., 2006; Valero et al., 2008). Ésta constituye la razón principal por la que, por medio de herramientas de modelado, se vienen realizando durante estos últimos años, análisis retrospectivos –*hindcasts* en su terminología inglesa– regionales destinados a aumentar la resolución espacio-temporal original de las bases de datos globales modelizados. La técnica de descenso de escala o *downscaling* aplicada permite regionalizar información de gran escala y puede ser de tipo estadístico o dinámico. Por un lado, el *downscaling* estadístico (Wilby y Wigley, 1997) plantea el establecimiento de un conjunto de relaciones entre diferentes escalas espacio-temporales que pueden ser modelizadas con modelos lineales como los de regresión (Zorita et al., 1992) o de correlación canónica (Barnett y Preisendorfer, 1987; García-Bustamante et al., 2012), o no lineales como los de análogos (Zorita y Von Storch, 1999). Dichos modelos estadísticos son capaces de predecir los valores en un punto determinado a partir de las relaciones obtenidas con datos de mayor escala. Por contra, el *downscaling* dinámico (Giorgi et al., 1994; Hewitt, 2005) se lleva a cabo utilizando modelos numéricos que reproducen la dinámica regional de la atmósfera o el océano a mayor resolución espacial que los modelos globales, empleando los datos de reanálisis globales como condiciones iniciales y de contorno. Estos modelos de área limitada permiten resolver la respuesta de la circulación a gran escala estimada por los modelos globales ante configuraciones geográficas más pequeñas, determinando las estructuras y los patrones de menor escala que resultan de la interacción con la topografía o batimetría existente.

Si bien la técnica de *downscaling* aplicada en los *hindcasts* regionales atmosféricos y oceánicos es análoga, el desarrollo de éstos últimos ha sido más reciente, tal y como sucede con los reanálisis globales, por llevar aparejada la necesidad de disponer previamente tanto de datos oceánicos a reanalizar como de datos atmosféricos válidos para forzar los modelos de océano (Castellari et al., 2000). Entre las iniciativas destinadas a generar *downscalings* dinámicos atmosféricos figura el proyecto ENSEMBLES del 6º Programa

Marco de la Unión Europea (Hewitt, 2004), consistente en la realización de un conjunto de simulaciones a 25 km de resolución horizontal que abarcan Europa y el mar Mediterráneo forzando distintos modelos atmosféricos regionales con flujos atmosféricos del reanálisis global ERA40 (Sánchez-Gómez et al., 2008). En esta línea, cabe señalar también para el Mediterráneo el *dowscaling* atmosférico ARPERA desarrollado por Météo-France mediante el modelo atmosférico ARPEGE, usando como forzamiento ERA40 (Herrmann y Somot, 2008; Tsimplis et al., 2008). Aún así, las primeras simulaciones destinadas a mejorar la resolución de las variables atmosféricas a escala regional en la zona mediterránea fueron las desarrolladas por Puertos del Estado en el marco del proyecto *HIPOCAS* (Sotillo et al., 2006; Ratsimandresy et al., 2008), que se centraron en la obtención de una base de datos regionalizada para el periodo 1958-2001. El *downscaling* dinámico HIPOCAS de los datos del reanálisis atmosférico global de NCEP/NCAR se realizó por medio del modelo REMO, aplicando además una técnica de *spectral nudging* (von Storch et al., 2000) que permite mantener la solución cercana a la circulación reanalizada en escalas superiores a la sinóptica (Sotillo, 2003).

Hasta ahora se ha comprobado que el *hindcast* atmosférico HIPOCAS mejora sustancialmente los datos existentes de temperatura a 2 metros, viento a 10 metros o presión en superficie derivados principalmente de productos de reanálisis globales. En concreto, Sotillo et al. (2006) demostraron que este *hindcast* permite reproducir campos atmosféricos tales como el viento medio a 10 metros sobre el Mediterráneo con una aceptable precisión, introduciendo una mejora significativa con respecto a los productos globales de NCEP/NCAR o los de ERA40. Ratsimandresy et al. (2008) ampliaron esta validación de la base de datos HIPOCAS, mostrando que ésta reproduce adecuadamente los campos superficiales de presión a nivel del mar, temperatura a 2 metros y viento a 10 metros de la cuenca mediterránea, además del oleaje y nivel del mar barotrópico asociados. Con el fin de evaluar el realismo de estos datos HIPOCAS sobre zonas marítimas y hallar las diferencias existentes con otros conjuntos de datos homogéneos de largo plazo, se compararon los primeros con medidas provenientes de teledetección y observaciones *in situ* procedentes de boyas fondeadas. Por lo que respecta a la precipitación, distintos estudios centrados únicamente en la península ibérica analizaron la capacidad de HIPOCAS de reproducir la variabilidad temporal y espacial de la precipitación observada en zonas terrestres, mostrando de nuevo una apreciable mejora en la zona en comparación con los reanálisis globales de NCEP y ERA40 (Sotillo et al., 2006; Valero et al., 2008).

Los datos de viento y presión superficial fueron usados con éxito en la generación de *hindcasts* de oleaje y componente barotrópica del nivel del mar, de ahí que estas variables atmosféricas hayan sido validadas de forma más exhaustiva que otras. Por el contrario, pese a haberse realizado ya algunos trabajos sobre los flujos HIPOCAS de intercambio entre la atmósfera y el

mar Mediterráneo, como el estudio realizado por Ruiz et al. (2007) sobre los flujos de calor, estos análisis no han sido tan detallados. Entre otras razones, la importancia de la validación de variables tales como los flujos de calor, evaporación neta, momento o el conocimiento de la variabilidad de sus eventos extremos radica en que dichos flujos atmosféricos se aplican directamente como forzamiento de modelos oceánicos baroclínicos. De ahí que sea preciso determinar no sólo si los flujos superficiales HIPOCAS son válidos en líneas generales para realizar estudios climáticos centrados en zonas continentales, sino también si son adecuados para ser usados concretamente como forzamiento atmosférico de modelos baroclínicos regionales de océano y permitir la realización de simulaciones realistas o verosímiles del Mediterráneo. El uso de la base de datos HIPOCAS como forzamiento atmosférico de modelos de circulación oceánica constituye además una opción a valorar, al tratarse de datos horarios de alta resolución espacial que permiten una detección más precisa de episodios extremos locales transitorios que la que se puede lograr con los escasos datos observacionales existentes sobre el Mediterráneo o con reanálisis globales de resolución espacial y frecuencia temporal más baja.

Con este fin, el capítulo 2 del presente trabajo se centra en evaluar si el flujo de momento de HIPOCAS reproduce convenientemente los eventos extremos de viento, especialmente en las áreas marítimas mediterráneas caracterizadas por fuertes vientos susceptibles de favorecer episodios convectivos en esas zonas. Para ello se ha realizado un análisis extremal que permite estimar niveles y periodos de retorno de vientos extremos. Asimismo, la comparación con datos del reanálisis global NCEP busca determinar si el uso de datos de viento regionalizados mediante un *downscaling* dinámico, como el realizado en la generación de HIPOCAS, supone realmente una ventaja frente al empleo de reanálisis globales. No obstante conviene señalar que, dado el carácter local de los eventos de viento extremo mencionados, las zonas marítimas afectadas tienen dimensiones reducidas y esto conlleva un escaso número de datos disponibles para llevar a cabo el estudio, suponiendo en ocasiones una limitación. Para contrarrestar este inconveniente y ser capaces de obtener la mayor cantidad de información posible de los datos disponibles, se propone de forma complementaria un análisis basado en los estadísticos regionales denominados L-momentos desarrollados por Hosking y Wallis (2005), utilizados de manera habitual en estudios hidrológicos pero no así en análisis de viento.

El flujo de agua dulce en la superficie océano-atmósfera adolece de la misma falta de datos observacionales que el flujo de momento. Por ello, en estos últimos años se han utilizado extensamente productos de evaporación y precipitación derivados de reanálisis globales atmosféricos. Esta disponibilidad de datos de reanálisis para unas variables claramente submuestreadas en zonas marítimas ha permitido llevar a cabo estudios climáticos de diversa índole, tales como el análisis de patrones de teleconexión en el Mediterráneo

(Kyte et al., 2006), el estudio de los fenómenos convectivos en el Mediterráneo oriental (Josey, 2003), la evaluación del ciclo hidrológico en la cuenca mediterránea (Mariotti et al., 2002) o la propia validación de los datos de precipitación de dichos reanálisis a escala global (Béranger et al., 2005) o regional (Quartly et al., 2007). No obstante, hasta la fecha han sido escasos los estudios realizados con datos regionalizados de flujo de agua dulce sobre zonas marítimas, no habiéndose llevado a cabo en concreto ninguno con datos del *hindcast* atmosférico HIPOCAS. Entre los objetivos del presente trabajo se encuentra por tanto llenar este vacío mediante una validación frente a observaciones de los datos de precipitación y evaporación neta de HIPOCAS en el Mediterráneo, a fin de determinar si aportan un valor añadido respecto a los datos de reanálisis global, avalando en dicho caso su uso como forzamiento atmosférico de modelos oceánicos regionales.

Junto con los flujos de momento y agua dulce, resulta imprescindible forzar el modelo oceánico con flujos de calor superficiales suficientemente realistas que garanticen la consistencia de las simulaciones de circulación marina del Mediterráneo y minimicen en lo posible el impacto que podrían tener valores poco representativos de la interacción océano-atmósfera, asegurando de esta manera un correcto cierre del balance de energía en la cuenca. Se ha demostrado ampliamente que el uso de flujos de calor provenientes de reanálisis globales atmosféricos permite simular aceptablemente la circulación oceánica global, pero evidencia limitaciones a la hora de modelizar regiones concretas como la cuenca mediterránea y fenómenos transitorios como el EMT, dada su escasa resolución espacio-temporal (Josey, 2003; Demirov y Pinardi, 2007; Herrmann et al., 2008; Lebeaupin Brossier et al., 2011). Por ello, el presente trabajo plantea como uno de sus objetivos evaluar si los flujos de calor HIPOCAS reproducen adecuadamente, tanto a escala espacial como temporal, los patrones de variabilidad local existentes en el Mediterráneo y si, por consiguiente, son aptos para ser empleados como forzamiento atmosférico de modelos regionales de circulación oceánica, aportando algún valor añadido respecto al uso extendido –y, en ciertos aspectos, poco idóneo para la cuenca mediterránea– de datos reanalizados.

El presente estudio aspira por tanto a profundizar en el análisis específico a escala climática de los flujos de momento, agua dulce y calor proporcionados por la base de datos regional HIPOCAS, y con especial énfasis en los valores correspondientes a mar abierto en el Mediterráneo. Dada la escasez de bases de datos atmosféricos mediterráneos de alta resolución temporalmente homogéneos y con cobertura temporal suficientemente larga, en este trabajo se pretende determinar en especial si los datos HIPOCAS son apropiados para su uso como forzamiento atmosférico de simulaciones baroclínicas de la circulación oceánica mediterránea en periodos largos. Se trata por consiguiente de probar en la práctica si los flujos señalados son válidos como condición de contorno superficial en simulaciones climáticas de circulación

oceánica, evaluando además el impacto que tienen en las distintas variables oceánicas que caracterizan la cuenca mediterránea.

Hasta la fecha se ha realizado un número limitado de simulaciones climáticas regionales de la circulación marina del Mediterráneo en las que se haya aplicado forzamiento atmosférico realista. Estas simulaciones han sido llevadas a cabo mediante el uso de diversos modelos baroclínicos de océano adaptados específicamente a la cuenca mediterránea. Los primeros intentos corresponden a Roussenov et al. (1995) y Zavatarelli y Mellor (1995) que forzaron los modelos GFDL-MOM y POM, respectivamente, con flujos prescritos o climatológicos, y más tarde a Pinardi et al. (1997) que usaron el modelo MEDMOM a $1/4^\circ$ de resolución fijando tanto el flujo de calor neto como el de calor latente. Mediante este mismo modelo, Castellari et al. (2000) demostraron que el uso de forzamientos atmosféricos mensuales en las *bulk formulae* resultaba insuficiente para desencadenar la convección profunda en el Mediterráneo simulado, siendo necesaria al menos una frecuencia diaria de los mismos. El descubrimiento del episodio de EMT de 1991-1993 acrecentó el interés por comprender el papel jugado por los forzamientos atmosféricos en la circulación del Mediterráneo, lo que motivó que durante la primera década del siglo XXI se invirtieran mayores esfuerzos en mejorar éstos, así como los modelos de océano empleados para su caracterización. Buena parte de los nuevos modelos baroclínicos regionales empleados actualmente en el Mediterráneo se basan en el modelo numérico de ecuaciones primitivas OPA (Madec et al., 1999) o en su posterior evolución NEMO (Madec, 2008a), cuya estructura modular facilita la adaptación del dominio a la zona geográfica de estudio y la selección de la resolución espacio-temporal de las simulaciones. Entre ellos podemos mencionar el modelo de $1/8^\circ$ de resolución OPAMED8, adaptación al Mediterráneo de la versión 8.1 de OPA, que permitió estudiar la variabilidad climática (Somot, 2005), analizar episodios locales de convección oceánica (Herrmann y Somot, 2008) y evaluar las variaciones de nivel del mar Mediterráneo durante la segunda mitad del siglo XX (Tsimplis et al., 2008). Posteriormente, NEMOMED8, configuración mediterránea a $1/8^\circ$ de resolución del modelo *Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO)* v2.3 (Madec, 2008a), fue usado por Beuvier et al. (2008) para modelizar la variabilidad interanual del periodo 1960-2000 y por Beuvier et al. (2010) para analizar los episodios transitorios de EMT en el Mediterráneo oriental. En paralelo se han venido desarrollando también otros modelos baroclínicos de ámbito más local como ALERMO (Korres y Lascaratos, 2003), con el que Vervatis et al. (2013) estudiaron la variabilidad de la circulación termohalina en el mar Egeo y mar Levantino entre 1960 y 2000.

Conviene mencionar que estas herramientas de modelización no sólo permiten llevar a cabo estudios circunscritos al clima oceánico de las últimas décadas, sino que mediante ellas se pretende también estimar el impacto (tanto en términos físicos como biológicos) del cambio climático a lo largo

del siglo XXI en las aguas mediterráneas. Estas estimaciones se desprenden de las proyecciones a futuro realizadas por medio de modelos oceánicos regionales forzados con flujos atmosféricos correspondientes a diversos escenarios de cambio climático o acoplados a modelos de atmósfera (Somot et al., 2006; Somot et al., 2008; Albouy et al., 2013). Aún así, las proyecciones regionales llevadas a cabo en esta zona geográfica son todavía poco numerosas y sus resultados presentan incertidumbres, que pueden acotarse en cierto modo ampliando el abanico de simulaciones, bien sea variando el modelo de océano empleado, aumentando la resolución espacial o utilizando nuevos forzamientos atmosféricos. Los recientes proyectos de iniciativa española ESCENARIOS y VANIMEDAT-2 (Jordà y Gomis, 2013), fruto de la colaboración entre Puertos del Estado (PdE), el Instituto Mediterraneo de Estudios Avanzados (IMEDEA), la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y Météo-France, apuntan en esa línea al proporcionar un nuevo conjunto de simulaciones forzadas con datos atmosféricos regionalizados de distintas fuentes.

En este contexto, el presente trabajo se centra en la realización de un *hindcast* regional oceánico en el Mediterráneo que cubrirá las dos últimas décadas del siglo XX. Para llevarlo a cabo, se ha decidido usar la versión 3.2 del modelo NEMO anteriormente mencionado (Madec, 2008b), en su configuración NEMOMED12 (Lebeaupin Brossier et al., 2011) que, además de aumentar la resolución horizontal hasta $1/12^\circ$ (~ 10 km), permite seleccionar el dominio geográfico *ad hoc* para simular la circulación marina del Mediterráneo. Como condición de contorno superficial se aplicarán los flujos HIPOCAS de momento, agua dulce y calor que, dada su importancia, serán objeto de un análisis previo en este trabajo de tesis, tal y como se ha mencionado a lo largo de esta introducción. Dicha simulación permitirá de este modo validar el uso de los citados flujos HIPOCAS como nuevo forzamiento atmosférico para estudios de clima presente. Adicionalmente, se analizará la sensibilidad del mar Mediterráneo a los flujos de momento, agua dulce y calor por medio de una serie de simulaciones tests que permitirán medir la respuesta oceánica ante alteraciones en los citados flujos. Estos análisis de sensibilidad se focalizarán en el estudio de los cambios experimentados en la columna de agua en algunas de las principales regiones de formación de agua profunda existentes en el mar Mediterráneo.

El presente trabajo queda, pues, estructurado en cuatro grandes capítulos. Los tres primeros capítulos se circunscriben a la validación y análisis de los flujos atmosféricos superficiales obtenidos del *downscaling* dinámico mediterráneo HIPOCAS: flujo de momento (Capítulo 2), flujo de agua dulce (Capítulo 3) y flujo de calor (Capítulo 4). El capítulo 5 se centra en la simulación baroclínica del mar Mediterráneo, describiendo por un lado el sistema de modelado y los ajustes empleados, y analizando por otro los resultados del *hindcast* regional y de los tests de sensibilidad a los flujos realizados.

Este capítulo pone de relieve la importancia de los flujos océano-atmósfera en simulaciones climáticas de océano como las realizadas, analizando las fortalezas y limitaciones de los flujos HIPOCAS como forzamiento atmosférico en las mismas, al tiempo que se evalúa la sensibilidad del sistema oceánico mediterráneo a variaciones en dichos flujos. Finalmente, en el capítulo 6 se presentarán las principales conclusiones del trabajo.

Capítulo 2

Flujos de momento

El viento ejerce una clara influencia sobre el océano, siendo el oleaje el efecto más visible y directo. Contribuye también a las variaciones del nivel del mar en términos mecánicos. En la circulación oceánica configura el sistema de corrientes, radicando su importancia en la transferencia de momento a las capas marinas superficiales en forma de tensión superficial, definida como

$$\tau_{viento} = \rho_{aire} C_D U_h^2 \quad (2.1)$$

donde ρ_{aire} es la densidad del aire, C_D el coeficiente de arrastre y U_h el módulo de la componente horizontal del viento.

La teoría de Ekman (Ekman, 1905) describe el mencionado fenómeno de transferencia de momento resolviendo el estado de circulación teórico que se alcanzaría si únicamente gobernase el flujo de momento. Según esta teoría, debido al equilibrio que se establece entre la fuerza de Coriolis y las fuerzas de arrastre generadas entre el viento y el agua, las corrientes superficiales tienden a fluir unos 45° a la derecha de la dirección del viento en el hemisferio norte (izquierda en el hemisferio sur). A medida que descendemos en profundidad, las siguientes capas de agua presentan corrientes con velocidades decrecientes y ángulos que se desplazan progresivamente más hacia la derecha (izquierda en el hemisferio sur), constituyendo así la denominada espiral de Ekman (Figura 2.1). Si se integran verticalmente todos los flujos de la espiral se obtiene un transporte neto resultante, llamado de Ekman, situado a 90° a la derecha del viento superficial en el hemisferio norte, y en sentido contrario en el hemisferio sur. Este transporte de Ekman es el responsable de fenómenos de afloramiento de aguas profundas en zonas costeras (Demarcq y Faure, 2000).

Como vemos, la circulación marina superficial se debe en gran parte al efecto de la tensión del viento ejercida sobre la superficie oceánica y suele coincidir con los patrones espaciales de su régimen medio, como es el caso en la corriente de las Islas Canarias vinculada al efecto de los vientos alisios en

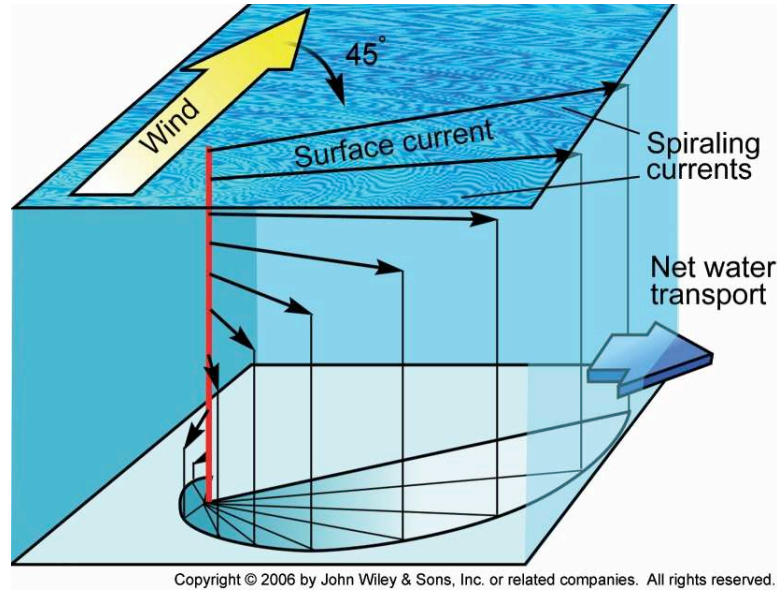


Figura 2.1: Espiral de Ekman.

la zona (Bladé et al., 2010). Sin embargo, a esta contribución del régimen medio del viento se añade el efecto ejercido por determinados eventos puntuales anómalos de vientos más intensos, que pueden alterar de manera notable las características de la capa oceánica más superficial e incidir, de este modo, en la estratificación de la columna de agua. En este sentido, el viento repercute de manera considerable en los intercambios de calor aire-mar que, a su vez, influyen o condicionan los fenómenos de convección y generación de aguas profundas, fundamentales para la circulación termohalina centrada en la cuenca mediterránea. A este respecto, Josey (2003) sugiere que algunos episodios de fuertes vientos pueden estar en el origen del aumento de pérdida de calor neto registrado en zonas del mar Egeo durante los inviernos de 1992 y 1993. Durante ese periodo, se produjo un cambio climático abrupto al este del Mediterráneo denominado Evento Transitorio del Mediterráneo Oriental –conocido por sus siglas en inglés como EMT–, que se tradujo en la generación transitoria de aguas profundas por convección en los citados inviernos, alterando la circulación termohalina de toda la cuenca marina.

Teniendo en cuenta que a mayor intensidad del viento mayor es el impacto sobre el océano, se ha decidido centrar la validación en el mar y caracterizar en esa zona los extremos de la velocidad del viento. Estos eventos extremos suelen tener una corta duración, por lo que la frecuencia original de datos disponible ha de ser lo suficientemente alta como para permitir identificar los fenómenos mencionados. Entre los conjuntos de datos analizados figuran los extraídos del *hindcast* regional atmosférico HIPOCAS con frecuencia horaria, que constituyen además la base de datos que proporciona los flujos

atmosféricos impuestos como condiciones de contorno en las simulaciones de océano baroclínicas descritas más adelante (Capítulo 5). En este contexto, el presente capítulo contribuye a la validación del flujo de momento deducido de la base de datos HIPOCAS y permite evaluar la fiabilidad de esta base de datos en cuanto a la caracterización de eventos extremos de viento, además de determinar su idoneidad para posteriores análisis estadísticos de extremos. Se mostrará, además, en qué medida los análisis estadísticos de extremos de viento resaltan de manera detallada las áreas marítimas mediterráneas caracterizadas por fuertes vientos, siendo éste un asunto de sumo interés para determinar la calidad de los datos regionalizados usados como forzamiento de modelos de circulación oceánica.

En este capítulo se presenta un análisis estadístico de extremos de viento sobre todas las zonas marítimas mediterráneas, a partir del cual se han obtenido estimaciones de niveles y periodos de retorno analizando los máximos anuales mediante la aplicación de distintas distribuciones. Se propone además un método alternativo basado en estadísticos regionales denominados L-momentos. Este análisis de frecuencia regional permite incluir un mayor número de medidas utilizando datos procedentes de una región homogénea en lugar de una sola localización y reducir de este modo la incertidumbre. Los análisis se han realizado empleando datos HIPOCAS y del reanálisis global NCEP/NCAR, lo que nos permite evaluar el potencial valor añadido del *downscaling* dinámico realizado para generar la base de datos HIPOCAS a partir del mencionado reanálisis NCEP.

El capítulo se estructura del siguiente modo: para contextualizar el estudio, la sección 2.1 resume parte de la validación realizada en Sotillo (2003) del conjunto de datos de viento de HIPOCAS (este trabajo analizó la verosimilitud de los datos HIPOCAS a la hora de reproducir el número y las tendencias de los eventos extremos de viento *in situ*). A continuación, la sección 2.2 evalúa los niveles y periodos de retorno de los episodios de viento extremo mediante dos métodos estadísticos de análisis de extremos: por un lado empleando un método estándar de ajuste a una distribución Gumbel y por otro aplicando un método alternativo basado en L-momentos.

2.1 Caracterización de eventos extremos de viento en HIPOCAS

En Sotillo (2003) se realizó una primera validación de los episodios de viento extremo obtenidos a partir de los datos regionalizados de HIPOCAS para contrastar la fiabilidad de los datos, valorar la mejora de HIPOCAS y determinar la idoneidad de su uso en posteriores análisis estadísticos de extremos. Para lograr dicho objetivo, se estudió en qué medida los datos HIPOCAS son capaces de reproducir de manera fidedigna los eventos de viento

extremo observados *in situ*. Se evaluó si el número de episodios extremos reproducidos se aproxima a la realidad, comparando dicho número de eventos simulados en el *hindcast* con las observaciones *in situ*, prestando, asimismo, atención a la comparación entre las velocidades del viento simuladas y observadas. Para este estudio de validación, se empleó un conjunto de datos recopilados de 15 boyas en aguas abiertas del Mediterráneo y el Atlántico. El análisis realizado consistió en una cuantificación de los eventos de viento extremo o tormentas obtenidos a partir de los datos de observaciones *in situ*, HIPOCAS y NCEP.

Se extrajeron los picos de viento que podían considerarse eventos extremos a partir de un factor dependiente de la forma de la distribución percentílica de datos (Trenberth y Paolino Jr, 1980). En general, HIPOCAS reproduce un número significativamente mayor de eventos extremos que el reanálisis NCEP a pesar de subestimar el de episodios extremos observados. NCEP es claramente incapaz de reproducir de forma realista los episodios de viento extremo observados en el Mediterráneo (de media, sólo reproduce el 29 % de los vientos extremos observados). Aunque HIPOCAS subestima notablemente los episodios extremos de viento observados, el *downscaling* dinámico del reanálisis global NCEP en que se basa mejora sustancialmente los resultados de dicho reanálisis global, especialmente en áreas en las que la complejidad de la orografía es un factor determinante, como ocurre en los mares de Alborán, Adriático y Egeo.

En el estudio, se analizaron también las tendencias del régimen medio y de las condiciones extremas de viento en aguas abiertas y la variabilidad interanual del viento medio y extremo extraídas de HIPOCAS y NCEP. El análisis sugiere que las diferencias obtenidas entre ambos conjuntos de datos no puede restringirse únicamente a diferencias en términos de velocidad del viento, sino que se puede dar puntualmente desacuerdos importantes entre las tendencias a largo plazo de ambas bases de datos. Sobre el mar Mediterráneo surgen algunas diferencias entre las tendencias extraídas del viento medio de NCEP y de HIPOCAS, presentando NCEP áreas de disminución del viento medio en el Mediterráneo oriental y el mar Negro que no son reproducidas por HIPOCAS. Se obtienen también diferencias al comparar la tendencias de las condiciones extremas de viento. El patrón espacial en el Mediterráneo de las tendencias de viento extremo de HIPOCAS se caracteriza especialmente por una clara evolución hacia velocidades más bajas en la mitad occidental, en particular en el golfo de León. Esta reducción del viento extremo tiene lugar en una de las zonas mediterráneas más afectadas por intensos vientos regionales como el Mistral o la Tramontana. El descenso de la velocidad del viento sobre el golfo de León parece tener continuidad hacia el sureste, afectando a áreas situadas a lo largo de la costa septentrional africana.

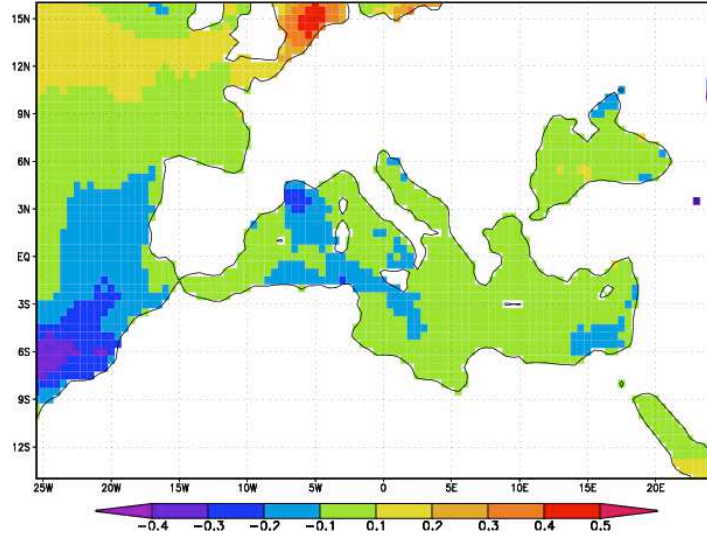
El peor comportamiento del reanálisis global en la caracterización de los

vientos extremos, mencionado con anterioridad, se pone de nuevo de manifiesto al observar las tendencias a largo plazo desprendidas de los datos de NCEP. Las diferencias entre NCEP e HIPOCAS son especialmente notables en áreas marcadas por vientos regionales inducidos por la orografía. La Figura 2.2 ilustra que NCEP, al contrario que HIPOCAS, no reproduce ninguna tendencia significativa del percentil 90 del viento simulado en el golfo de León. Cabe recordar que HIPOCAS presenta la misma información a gran escala que NCEP, puesto que este último reanálisis fue utilizado como forzamiento en la generación del *hindcast* regional. Por tanto, parece razonable pensar que las tendencias relacionadas con cambios en la gran escala deberían ser similares en ambos conjuntos de datos, debiéndose las diferencias fundamentalmente a la inclusión de fenómenos de menor escala en HIPOCAS.

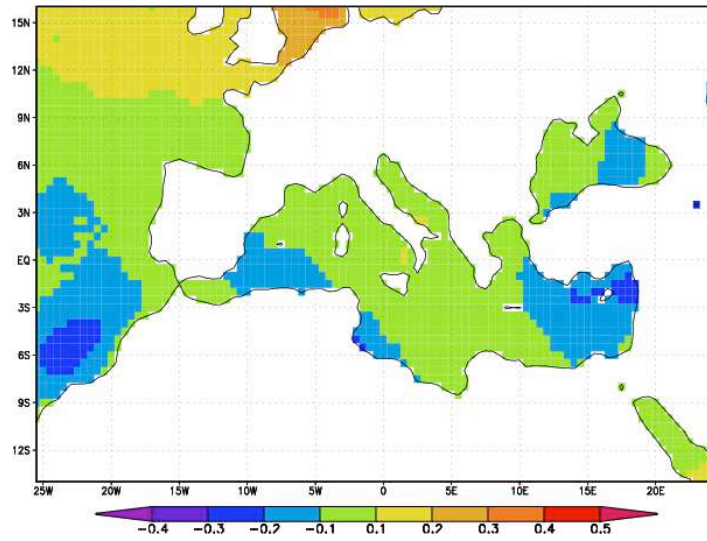
De esta manera es posible establecer una correspondencia entre el área de tendencias negativas de NCEP, que se extiende desde el flanco oriental de la península ibérica hasta la costa norte africana, y la zona de tendencias negativas de HIPOCAS que cubre desde el golfo de León hasta el estrecho de Sicilia. En cierto modo, ambas zonas puede estar relacionadas con el mismo fenómeno de gran escala que constituye el cambio en la frecuencia de los flujos del noroeste. Únicamente la interacción de esos flujos con las características regionales se traduce en diferencias entre HIPOCAS y NCEP. Así, mientras que HIPOCAS reproduce correctamente la trayectoria real de los vientos debido a una mejor representación de los Pirineos, los Alpes y el Macizo Central que los canalizan, NCEP no es capaz de simularlo de manera adecuada. De hecho, la reproducción poco realista de la orografía de la península ibérica en NCEP podría ser la razón por la cual los flujos atlánticos alcanzan directamente el Mediterráneo con escasas alteraciones en su dirección.

Las tendencias a largo plazo de los extremos de viento difieren de manera significativa entre NCEP e HIPOCAS en el Mediterráneo oriental, siendo éstas claramente negativas en el caso de NCEP, mientras que los datos HIPOCAS no muestran descensos tan importantes. De acuerdo con estos resultados, parece que las diferencias entre los vientos de HIPOCAS y NCEP, al menos en lo referente a las tendencias, se acentúan cuanto mayor es el percentil analizado. De Sotillo (2003) también se desprende que la regionalización dinámica llevada a cabo con HIPOCAS, que permite una mejor definición de los fenómenos de pequeña escala, es más eficiente en la cuenca mediterránea que en la vertiente atlántica, lo que se traduce por tanto en una evolución temporal distinta como resultado de una mejor definición de los fenómenos de pequeña escala.

Estos resultados refuerzan el hecho de que la regionalización es necesaria no sólo para obtener una mejor definición de los eventos extremos de viento,



(a) HIPOCAS



(b) NCEP

Figura 2.2: Patrones espaciales de la tendencia del percentil 90 del viento anual (en $\text{m s}^{-1} \text{año}^{-1}$) de HIPOCAS y NCEP, para el periodo 1958-2001 (Sotillo, 2003).

sino también para caracterizar de manera más ajustada las tendencias a largo plazo y la variabilidad temporal. Estos trabajos apuntan a que algunas áreas del Mediterráneo parecen ser particularmente sensibles a la mejora aportada por el *downscaling* dinámico. A ello se añade la influencia que el viento puede ejercer sobre el océano, de forma local, en términos de circulación y convección. En este sentido, Lebeaupin Brossier et al. (2011) han estudiado el impacto de la resolución espacial y temporal de diversos flujos atmosféricos usados como forzamiento de un modelo baroclínico de océano en las simulaciones obtenidas. En dicho estudio se mostró que el uso de datos de viento a mayor resolución en el golfo de León permite reproducir de forma más realista los procesos convectivos oceánicos en esa zona del Mediterráneo. Por ello, la evaluación de la frecuencia y fuerza del viento extremo es importante para la realización de simulaciones de océano a escala mediterránea, dado el impacto que tiene esta variable atmosférica en la convección oceánica y formación de aguas profundas.

2.2 Análisis de extremos de viento

Como vemos, es importante conocer la evolución de los extremos de viento por las consecuencias que podría acarrear sobre la dinámica marina en la cuenca mediterránea. Por ello, en el trabajo que ofrecemos a continuación se lleva a cabo un análisis estadístico de extremos, parte de cuyos resultados fueron presentados en Sotillo et al. (2008). Para ello, se ha extraído la velocidad máxima anual a lo largo de 44 años a partir de los datos horarios de HIPOCAS en la cuenca mediterránea y en el Atlántico nororiental. A fin de comparar los extremos de viento del *downscaling* dinámico con los obtenidos en un reanálisis global, se ha aplicado la misma metodología a los datos diarios de NCEP/NCAR. El análisis de extremos llevado a cabo incluye el cálculo de periodos de retorno y sus valores cuantílicos correspondientes. El primer método ha consistido en el ajuste de la velocidad máxima anual a la función de distribución de frecuencia de Gumbel. Se ha aplicado este método a todos los puntos de malla marítimos de HIPOCAS y NCEP.

Adicionalmente, se ha utilizado una segunda metodología basada en la teoría estadística presentada por Hosking y Wallis (2005). Este método consiste en un análisis de frecuencia regional mediante L-momentos para estimar de modo más preciso la cola de la distribución de probabilidad. La ventaja de este método radica en el uso de datos de distintas localizaciones en lugar de emplear la información obtenida en un único punto, disminuyendo así la influencia ejercida por los valores anómalos en la cola de la distribución. Este último enfoque basado en L-momentos se ha realizado con el fin de analizar la frecuencia de vientos regionales específicos en el Mediterráneo. Para ello se han seleccionado varias zonas marítimas homogéneas afectadas por los vientos regionales más importantes.

2.2.1 Método estándar

Como ya se ha mencionado, el primer enfoque de análisis de extremos está basado en el ajuste a la distribución de Gumbel de los máximos anuales de viento entre 1958 y 2001 extraídos de HIPOCAS y NCEP en cada punto de malla marítimo. Esta distribución se define como un caso particular de la distribución Generalizada de Valores Extremos (GVE) y se emplea frecuentemente para estimar valores extremos (Gumbel, 1954). La fórmula general de la función de densidad de probabilidad de Gumbel es

$$f(x) = \frac{1}{\beta} e^{\frac{x-\mu}{\beta}} e^{-e^{\frac{x-\mu}{\beta}}} \quad (2.2)$$

donde μ es el parámetro de localización y β el parámetro de escala. La distribución de Gumbel estándar se obtiene cuando $\mu = 0$ y $\beta = 1$, resultando

$$f(x) = e^x e^{-e^{-x}} \quad (2.3)$$

Antes de mostrar los cuantiles y periodos de retorno de extremos estimados a partir de los máximos anuales de velocidad del viento de HIPOCAS y NCEP, se analizan las distribuciones espaciales de las medias y desviaciones estándar correspondientes. La distribución espacial de la media de máximos anuales de viento de HIPOCAS viene determinada en el Mediterráneo por la existencia de algunas estructuras bien definidas, tal y como se muestra en la Figura 2.3a. Pueden distinguirse dos zonas predominantes: la primera, en el Mediterráneo occidental, se extiende desde el golfo de León hasta el norte de Argelia, norte de Túnez y sur de Sicilia con vientos superiores a 22 m s^{-1} , mientras que la segunda localizada en la cuenca oriental afecta principalmente al mar Egeo con vientos que alcanzan 21 m s^{-1} . Estas zonas se caracterizan por el predominio de vientos regionales ligados a la orografía particular de cada área. Así, la zona mencionada del Mediterráneo occidental está marcada por la confluencia de los vientos Mistral y Tramontana, mientras que el máximo de la zona oriental se sitúa en la región afectada por los vientos Etesios. Cabe destacar que estas zonas coinciden con algunas regiones mediterráneas relacionadas con la formación de aguas profundas. Este fenómeno regional de la convección de masas de agua permite poner en marcha toda la circulación termohalina del mar Mediterráneo (Pinardi y Masetti, 2000). En el capítulo 5 analizaremos detalladamente el impacto que tienen estos vientos regionales de elevada intensidad en la dinámica oceánica de la zona por medio de simulaciones de océano estudiando en concreto la influencia del Mistral y la Tramontana en la región del golfo de León.

La Figura 2.3b muestra, por el contrario, que las estructuras regionales que determinan el patrón espacial de los vientos extremos en HIPOCAS no se resuelven análogamente en el reanálisis de NCEP, exhibiendo en este caso un patrón homogéneo marcado por un único núcleo de vientos fuertes que se

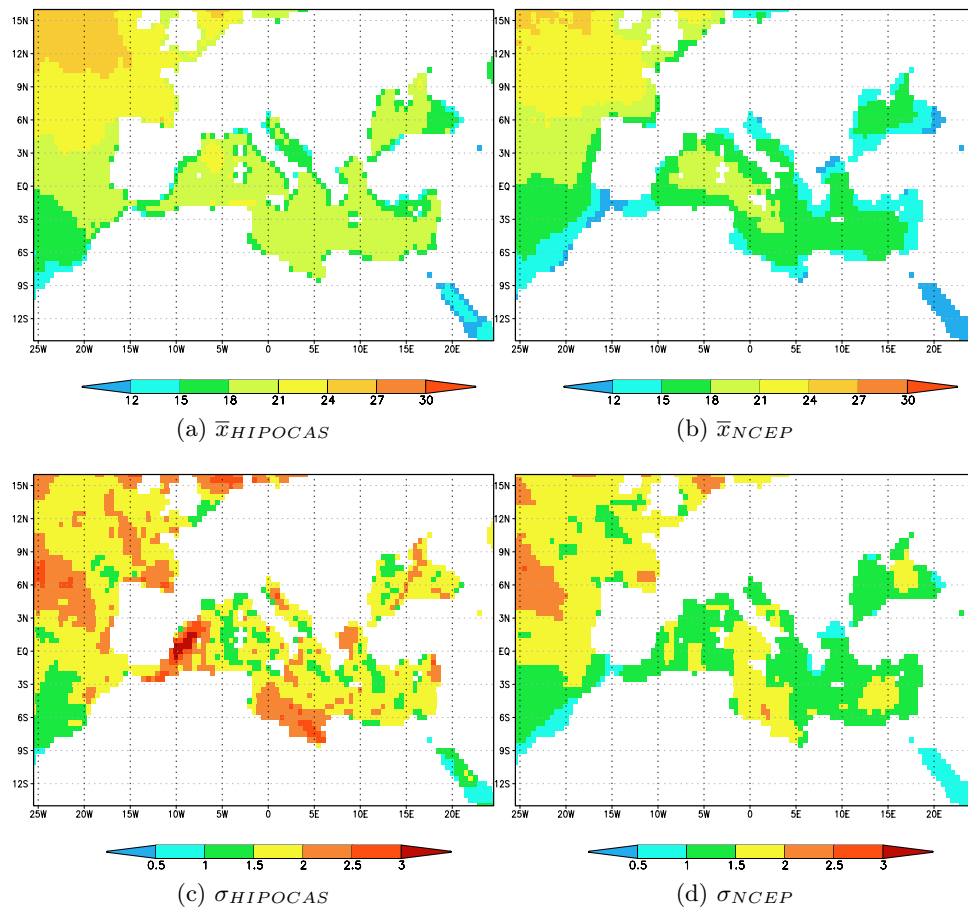


Figura 2.3: Patrones espaciales de la media \bar{x} y la desviación estándar σ del viento anual máximo de HIPOCAS y NCEP para el periodo 1958-2001 (m s^{-1}).

extiende a lo largo de la cuenca mediterránea occidental. En general, NCEP muestra menores velocidades de viento que HIPOCAS, no excediendo en ningún punto del dominio los 20 m s^{-1} .

Respecto al patrón espacial de variabilidad temporal de los datos máximos anuales, cabe señalar que HIPOCAS presenta un máximo a lo largo del mar Balear, con valores de desviación estándar superiores a 3 m s^{-1} (Figura 2.3c). Este núcleo de alta variabilidad no solo representa el máximo absoluto en la cuenca mediterránea sino en todo el dominio HIPOCAS. Asimismo, se aprecia otra zona de alta variabilidad en la costa del norte de Libia, en el golfo de Sidra, así como otras tres áreas más limitadas situadas en el Adriático, norte del Egeo y a lo largo de la costa del Líbano.

La Figura 2.3d muestra como NCEP presenta en general menor variabilidad que HIPOCAS. Aunque ambas bases de datos presentan una estructura espacial de desviación estándar similar en el Atlántico, en el Mediterráneo las diferencias son notables. La mayoría de las áreas anteriormente descritas de alta variabilidad de HIPOCAS (en el mar Balear, norte del Adriático, mar Egeo y zonas costeras del Líbano) no se obtienen de NCEP. En esas zonas los valores nunca superan 2 m s^{-1} . Los contrastes tan marcados entre los patrones espaciales de los datos de reanálisis y regionalizados, tanto para el promedio de máximos anuales como para la desviación estándar, ilustran las diferencias existentes en la caracterización del viento extremo por parte de HIPOCAS y NCEP.

Teniendo en cuenta este distinto comportamiento, se decidió comprobar los cuantiles de viento extremo estimados a partir de ambas bases de datos. Con este fin se ajustaron los máximos anuales de HIPOCAS y NCEP a una distribución Gumbel y se estimaron valores correspondientes a periodos de retorno de 50 y 100 años y los periodos de retorno asociados a umbrales de velocidad de viento específicos. Los resultados de dicho análisis se muestran en la Figura 2.4.

Con respecto a las velocidades de viento de HIPOCAS estimadas para periodos de retorno de 50 años, el patrón espacial en el Mediterráneo se caracteriza por la presencia de tres zonas de máximos localizadas al sur del golfo de León, en el golfo de Sidra y en el norte del Egeo con máximos estimados que superan 27 m s^{-1} , llegando incluso a 30 m s^{-1} (Figura 2.4a). Se aprecia asimismo una zona secundaria frente a las costas libanesas con valores de aproximadamente 28 m s^{-1} . Las velocidades con periodos de retorno de 100 años (Figura 2.4b) muestran una estructura espacial análoga a la obtenida para periodos de retorno de 50 años. Sin embargo, las velocidades obtenidas son mayores que en el primer caso, superando en determinadas regiones los 30 m s^{-1} . Se observa además la presencia de máximos locales alrededor del estrecho de Gibraltar y al norte del mar Adriático. De acuerdo con los resultados obtenidos parece evidente que, junto con la media, la

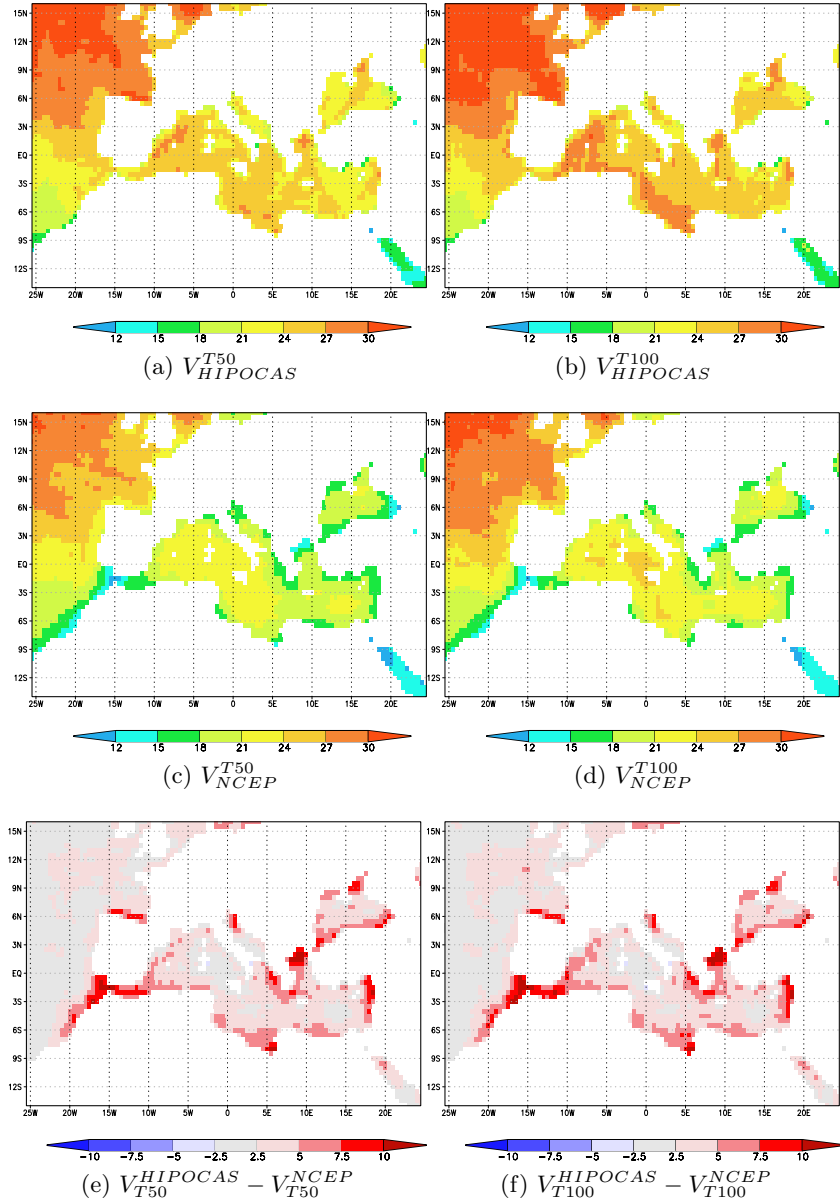


Figura 2.4: Campos de velocidad del viento HIPOCAS (ms^{-1}) con a) 50 años y b) 100 años de periodo de retorno, de NCEP con c) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno, y diferencias entre las velocidades de HIPOCAS y NCEP con e) 50 años y f) 100 años de periodo de retorno (estimados a partir de datos de 1958 a 2001).

varianza muestral constituye un factor determinante en la configuración de los patrones de extremos de viento estimados. De hecho, se puede observar que las principales estructuras de los patrones correspondientes a periodos de retorno de 50 y 100 años están ligadas fundamentalmente a áreas de elevada desviación estándar y no tanto a zonas de altos valores medios.

En los datos de NCEP la velocidad de viento para periodos de retorno de 50 y 100 años presenta zonas de máximos mucho menos definidas que en el caso de HIPOCAS, no apreciándose la estructura descrita anteriormente. En el caso del periodo de retorno de 50 años (Figura 2.4c), los datos de NCEP vienen marcados por la existencia de una única región que cubre todo el Mediterráneo occidental con velocidades de hasta 24 m s^{-1} . El campo espacial relativo a periodos de 100 años (Figura 2.4d) presenta un patrón similar, aunque aparecen pequeñas estructuras regionales con velocidades más altas de hasta 26 m s^{-1} . En cualquier caso, la variabilidad regional obtenida a partir de los vientos NCEP es siempre menor que la de HIPOCAS, no coincidiendo además en su disposición espacial. De hecho, los máximos estimados para HIPOCAS son claramente subestimados en el caso de NCEP. Tal y como se aprecia en las Figuras 2.4e y 2.4f, correspondientes a periodos de retorno de 50 y 100 años, respectivamente, las velocidades de HIPOCAS son superiores en 10 m s^{-1} a las de NCEP en el norte del Egeo y el estrecho de Gibraltar. En ninguno de los resultados de NCEP se observan máximos en la zona de Gibraltar, a diferencia de lo que sucede con HIPOCAS. Es más, ciertas áreas reproducidas por HIPOCAS desaparecen por completo en el caso de NCEP, como ocurre en el norte del Egeo donde las velocidades de NCEP no exceden 18 m s^{-1} para periodos de retorno de 50 y 100 años, lo que supone una importante variación, de hasta 12 m s^{-1} , entre ambas bases de datos (Figuras 2.4e y 2.4f).

Con el fin de completar este análisis de vientos extremos a partir de los datos de NCEP e HIPOCAS se han estimado los periodos de retorno relacionados con distintos umbrales. Estos umbrales se han fijado teniendo en cuenta la escala de Beaufort de velocidades del viento y calculando los periodos de retorno para velocidades de entre 8 y 12 Beaufort. De acuerdo con la estimación a partir de datos HIPOCAS, vientos de fuerza 8 con periodo de retorno menor de dos años se dan en la mayor parte del Mediterráneo (Figura 2.5a). Son especialmente destacables los resultados relativos a los vientos de 9 y 10 Beaufort mostrados en las Figuras 2.5c y 2.5e, respectivamente. Los periodos de retorno para vientos de 9 Beaufort son más bajos en la mayoría del Mediterráneo occidental y central así como en determinadas zonas del oriental como el mar Egeo, con periodos inferiores a 4 años. Aparte de ciertas zonas marítimas costeras gran parte del Mediterráneo presenta periodos de retorno menores de 12 años para vientos de 9 Beaufort. Cabe destacar que determinadas zonas mediterráneas, tales como los golfos de León y de Sidra y el norte del Egeo, sufren episodios de vientos extremos

de 10 Beaufort con un periodo de retorno de 16 años. Amplias áreas del oeste y centro del Mediterráneo y algunas zonas puntuales al norte del Adriático, posiblemente ligadas a episodios de viento Bora, presentan periodos de retorno de 50 años. Los periodos de retorno correspondientes a velocidades de viento de 11 Beaufort no se muestran en este capítulo, ya que en la mayor parte del Mediterráneo se supera los 100 años, salvo en el mar Balear, golfo de León, costa septentrional de Libia y mar Egeo. En estas últimas regiones los valores son particularmente bajos y oscilan entre los 80 y 40 años, correspondiendo este último periodo de retorno al sur del golfo de León. Tal y como ya se ha mencionado, parece establecerse una relación entre estas zonas y las caracterizadas por una elevada desviación estándar, descritas en apartados anteriores. Finalmente, los vientos de 12 Beaufort (no mostrados en el capítulo) presentan periodos de retorno superiores a 150 años en la totalidad del mar Mediterráneo.

El cálculo de periodo de retorno con idénticos niveles Beaufort, aplicado a los datos de NCEP, revela de nuevo la subestimación de los extremos de viento ya señalados en los datos de reanálisis global. Considerando viento de 9 Beaufort (Figura 2.5d), únicamente el Mediterráneo occidental presenta periodos de retorno iguales o superiores a 8 años. Es especialmente significativo que, sobre el norte del Egeo, NCEP proporciona periodos de retorno superiores a 100 años, mientras que HIPOCAS presenta valores de tan sólo 4 años, en la misma región. Finalmente, para los vientos de 10 Beaufort (Figura 2.5f), NCEP muestra periodos de retorno mayores de 100 años en prácticamente todo el Mediterráneo.

Los resultados de HIPOCAS reproducen con bastante precisión las zonas en las que se pueden dar eventos de carácter excepcional y poca duración, que coinciden además con las regiones sometidas a los vientos regionales más conocidos (p.ej., Mistral en el golfo de León). Es importante señalar que, entre otros efectos, los citados eventos extremos de viento pueden repercutir significativamente en la dinámica oceánica a escala regional, por lo que a priori parece razonable pensar que el uso de HIPOCAS en simulaciones de océano garantiza una mejor representación de esos episodios tan influyentes en aguas locales que el reanálisis global NCEP.

2.2.2 Un nuevo análisis regional de extremos basado en los L-momentos

El análisis de vientos extremos anterior ha permitido estimar los periodos de retorno y sus respectivos cuantiles de las bases de datos HIPOCAS y NCEP. Como se ha observado, determinadas zonas mediterráneas se caracterizan por velocidades de viento considerables. Sin embargo, algunos de estos valores máximos parecen estar relacionados principalmente con la alta variabilidad. Uno de los inconvenientes de la metodología anteriormente

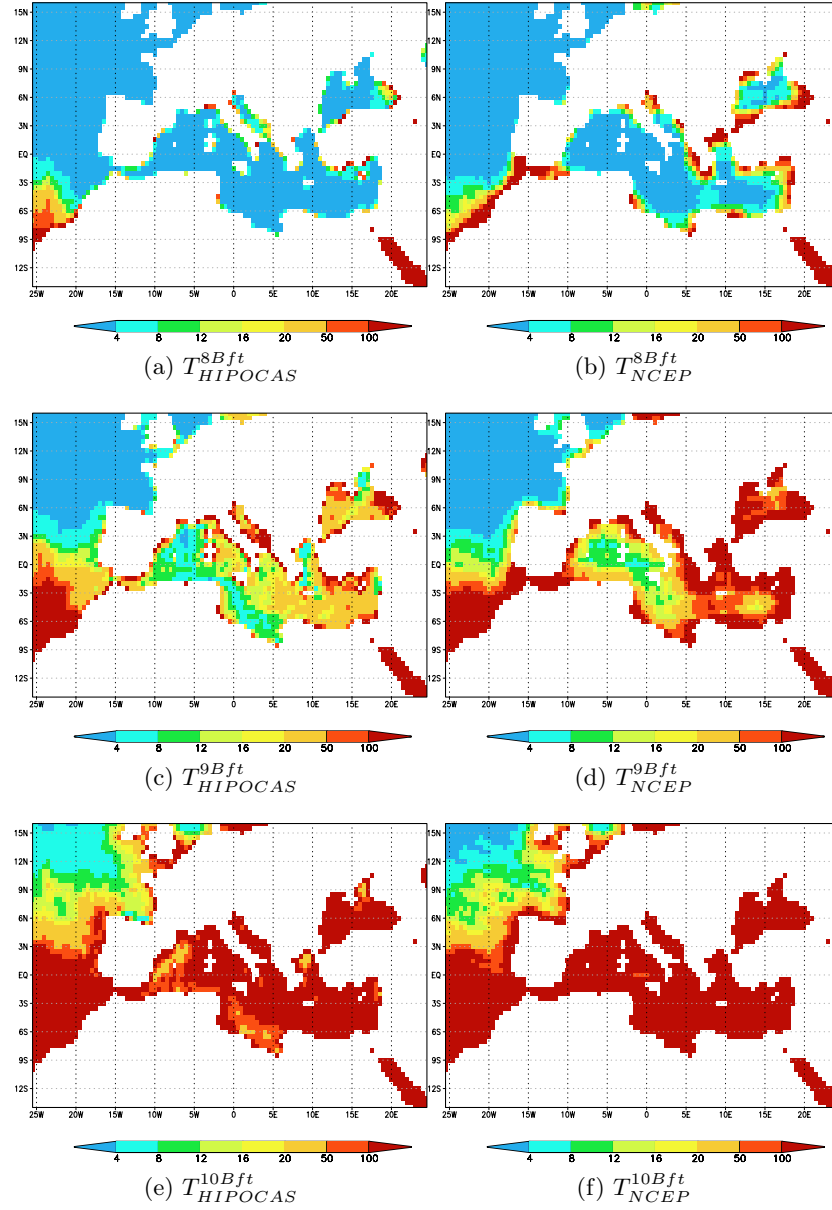


Figura 2.5: Campos de los periodos de retorno de HIPOCAS (años) para velocidades de viento de a) 8 Beaufort, c) 9 Beaufort y e) 10 Beaufort, y de NCEP para velocidades de viento de b) 8 Beaufort, d) 9 Beaufort y e) 10 Beaufort para el periodo 1958-2001.

utilizada reside en el escaso número de muestras disponible en cada punto de malla (44 valores anuales), lo que aumenta la influencia ejercida por los valores anómalos en la cola de la distribución, sesgando de este modo la estimación de los vientos extremos.

Con el fin de contrarrestar este problema, se propone a continuación, como método para estimar periodos de retorno y cuantiles, un nuevo enfoque consistente en la aplicación de un análisis de frecuencia regional basado en los L-momentos, descrito por Hosking y Wallis (2005). Este método permite el uso conjunto de datos procedentes de distintos puntos o estaciones vecinas, en lugar de uno solo, aumentándose la muestra y estimándose así de manera más eficiente la cola superior de la distribución estadística.

Este tipo de análisis de frecuencia regional está estrechamente ligado a la investigación hidrológica, y se ha aplicado de forma habitual en estudios de inundaciones y precipitaciones intensas en cuencas de ríos (Sankarasubramanian y Srinivasan, 1999; Adamowski, 2000), usándose en estos casos la información obtenida de diferentes estaciones pluviométricas y de aforo. En nuestro caso, se ha considerado cada punto de la malla de HIPOCAS como una estación de medida de viento con una muestra de 44 años. El análisis regional realizado tiene en cuenta toda la información incluida en cada una de las regiones de estudio seleccionadas. En la Tabla 2.1 se describen siete regiones marítimas a las que se ha aplicado el análisis regional de extremos basado en L-momentos. Como se puede observar, la primera región seleccionada corresponde a la zona atlántica, mientras que las restantes se localizan en la cuenca mediterránea. Las zonas mediterráneas seleccionadas cubren las áreas, descritas en secciones anteriores, caracterizadas por regímenes de vientos intensos ligados principalmente a particularidades orográficas y vientos regionales. Pese a que el análisis de frecuencia regional permite incluir numerosos puntos o estaciones, se ha decidido no elegir áreas demasiado grandes para evitar en lo posible la distorsión de las características locales. Por otro lado, la región atlántica, que es la mayor de las analizadas, se ha seleccionado para comprobar el correcto funcionamiento de la técnica aplicada sobre zonas amplias con escaso impacto orográfico. De ahora en adelante, estas regiones se nombrarán con los códigos asignados en la Tabla 2.1.

Los L-momentos son la base del análisis de frecuencia regional y son utilizados para estimar parámetros de distribución de probabilidad. Estos estadísticos son más robustos que los momentos convencionales ante la presencia de valores anómalos en los datos y pueden caracterizar un rango más amplio de distribuciones.

Los momentos convencionales son potencias de la función cuantílica. Si $F(x) = Pr[X \leq x]$ es la función de distribución de X , x es la función cuantílica y satisface la relación $F(x(u)) = u$, siendo $0 \leq u \leq 1$. De este

Código de la región	Descripción geográfica
ATLN	Región atlántica desde la costa suroccidental de Portugal hasta la costa de Irlanda, área afectada principalmente por vientos del Oeste
ALBO	Este del estrecho de Gibraltar. Vientos dominantes mayoritariamente de Levante y Poniente
LEON	Desde el golfo de León hasta la costa septentrional de Argelia. La región sufre los efectos de los vientos Mistral y Tramontana
SICI	Área que cubre la zona desde el estrecho de Sicilia hasta Túnez
BORA	Sección septentrional del mar Adriático influenciada por el viento <i>Bora</i>
EGEN	Mitad norte del mar Egeo. Vientos <i>Etesios</i>
EGES	Mitad sur del mar Egeo. Vientos <i>Etesios</i>

Tabla 2.1: Código, descripción geográfica y vientos principales de las regiones seleccionadas para aplicar el método de análisis de frecuencia regional.

modo, estos momentos se definen como sigue: la esperanza es

$$E = \int_{-\infty}^{+\infty} x dF(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} x f(x) dx = \int_0^1 x(u) du \quad (2.4)$$

siendo $u = F(x)$

y los momentos convencionales pueden definirse como

$$E(X^r) = \int_0^1 [x(u)]^r du \quad (2.5)$$

Por el contrario, los L-momentos se derivan de magnitudes estadísticas denominadas momentos ponderados por probabilidad (PWM) (Pandey et al., 2001) que son integrales de la función cuantílica ponderadas por polinomios de la función de distribución acumulada

$$M_{p,r,s} = E[X^p \{F(X)\}^r \{1 - F(X)\}^s] \quad (2.6)$$

Ciertas combinaciones lineales de los momentos ponderados por probabilidad que forman los L-momentos contienen la información de escala y forma de una distribución de probabilidad determinada. Los estimadores de los L-momentos pueden definirse como la esperanza de combinaciones lineales de los elementos ordenados de una muestra.

Sea $x_{1:n} \leq x_{2:n} \leq \dots \leq x_{n:n}$ una muestra ordenada. Los L-momentos se estiman del siguiente modo

$$l_1 = b_0 \quad (2.7)$$

$$l_2 = 2b_1 - b_0 \quad (2.8)$$

$$l_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0 \quad (2.9)$$

$$l_4 = 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 - b_0 \quad (2.10)$$

donde

$$b_0 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{j:n} \quad (2.11)$$

$$b_1 = \frac{1}{n} \sum_{j=2}^n \frac{j-1}{n-1} x_{j:n} \quad (2.12)$$

$$b_2 = \frac{1}{n} \sum_{j=3}^n \frac{(j-1)(j-2)}{(n-1)(n-2)} x_{j:n} \quad (2.13)$$

De esta manera se obtienen las ratios de los estimadores de los L-momentos. Entre las más importantes se encuentran las siguientes:

l_1 es la localización o media de la distribución, l_2 es la L-escala, $t = \frac{l_2}{l_1}$ es el L-coeficiente de variación, $t_3 = \frac{l_3}{l_2}$ es la L-desviación, $t_4 = \frac{l_4}{l_2}$ es la L-curtosis.

Por tanto, los estimadores de los L-momentos pueden escribirse como combinación lineal de la muestra ordenada

$$l_r = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n w_{j:n}^{(r)} x_{j:n} \quad (2.14)$$

donde los pesos $w_{j:n}^{(r)}$ son la contribución relativa de cada observación.

Como se ha señalado, el objetivo del análisis de frecuencia regional es usar datos procedentes de diversos puntos pertenecientes a una región relativamente homogénea para poder estimar la distribución de probabilidad de la población de toda esa región.

Para aplicar de modo preciso el análisis de frecuencia regional es esencial elegir los puntos apropiados para conformar una región. Así, tal y como proponen Hosking y Wallis (2005), la aplicación de dicho análisis incluye tres fases. La primera identifica la discordancia de los datos en la región seleccionada, es decir, verifica si algunos puntos contienen muestras que difieren de forma significativa del resto de muestras pertenecientes a la región, midiendo los L-momentos de los datos del grupo. La medida de discordancia se define como

$$D_i = \frac{1}{3} N(\vec{u}_i - \vec{\bar{u}}^T) A^{-1} (\vec{u}_i - \vec{\bar{u}}) \quad (2.15)$$

donde N es el número de puntos de la región, $\vec{u}_i = [t^{(i)} t_3^{(i)} t_4^{(i)}]^T$ es el vector que contiene los estimadores t_i , $t_3^{(i)}$ y $t_4^{(i)}$ para el punto i , y

$$A = \sum_{i=1}^N (\vec{u}_i - \vec{\bar{u}})(\vec{u}_i - \vec{\bar{u}})^T \quad (2.16)$$

es la matriz de sumas de cuadrados y productos cruzados de los vectores. Dependiendo del número de puntos de la región existe un valor crítico aceptable, nunca superior a 3.

En el caso que nos ocupa se han hallado puntos de las siete regiones iniciales estudiadas con valores de discordancia superiores al umbral antes mencionado, por lo que dichos puntos no han sido incluidos en las regiones finales.

La segunda fase corresponde a la medida de heterogeneidad regional, que permite evaluar si las diferencias entre los L-momentos obtenidos en cada punto del área son consistentes con lo que se espera de una región homogénea. Se asume que la población de los puntos pertenecientes a una región homogénea tiene las mismas ratios de L-momentos, al contrario que las ratios de las muestras que pueden diferir debido a la propia variabilidad muestral. Para medir la heterogeneidad H , se llevan a cabo 500 simulaciones de regiones que siguen una distribución Kappa y se calcula su media y desviación estándar. La dispersión observada se compara a continuación con los estadísticos simulados mediante el cómputo de

$$H = \frac{D_{obs} - \bar{x}_{sim}}{\sigma_{sim}} \quad (2.17)$$

donde D_{obs} es la dispersión observada, \bar{x}_{sim} es la media de las simulaciones y σ_{sim} la desviación estándar de las simulaciones.

Las ratios de L-momentos observadas son inconsistentes si este estadístico muestra un valor positivo demasiado alto. Si $H < 1$, la región puede considerarse como aceptablemente homogénea, si $1 \leq H \leq 2$ posiblemente heterogénea y si $H > 2$ definitivamente heterogénea (Hosking y Wallis, 2005).

Como muestra la Tabla 2.2, en el presente estudio se han obtenido valores de heterogeneidad inferiores a 1, por lo que las regiones analizadas se consideran aceptablemente homogéneas (Hosking y Wallis, 2005).

La tercera fase consiste en elegir una distribución que se ajuste adecuadamente a los datos de la región, midiendo la bondad de ajuste. En cada punto de la región se calculan los L-momentos de la muestra y se obtienen los promedios regionales del L-coeficiente de variación t^R , de la L-desviación

Región	Número de muestras	H
BORA	21	-0,33
ALBO	28	-0,19
ATLN	519	-0,22
EGEN	24	-0,15
EGES	36	-0,63
SICI	52	-0,78
LEON	82	-0,22

Tabla 2.2: Número de muestras y valor de heterogeneidad H de las regiones seleccionadas.

t_3^R y de la L-curtosis t_4^R ponderándolos proporcionalmente a la longitud de cada muestra

$$t^R = \frac{\sum_{i=1}^N n_i t^{(i)}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (2.18)$$

$$t_3^R = \frac{\sum_{i=1}^N n_i t_3^{(i)}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (2.19)$$

$$t_4^R = \frac{\sum_{i=1}^N n_i t_4^{(i)}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (2.20)$$

En este trabajo, se ha escogido como distribución candidata una distribución Gumbel que se ha ajustado igualando su media, L-coeficiente de variación y L-desviación a 1, t^R y t_3^R , respectivamente. Para medir la bondad de ajuste, se ha ajustado asimismo una distribución Kappa de cuatro parámetros a los L-momentos medios regionales 1, t^R , t_3^R y t_4^R , y seguidamente se han simulado N_{sim} regiones homogéneas de N puntos, distribuyéndose la población en cada uno de ellos conforme a la función Kappa ajustada. De este modo, el cómputo de la medida de bondad de ajuste se obtiene como sigue

$$Z^{DIST} = \frac{(\tau_4^{DIST} - t_4^R + B_4)}{\sigma_4} \quad (2.21)$$

donde τ_4^{DIST} es la L-curtosis de la población de la distribución candidata (en nuestro caso, Gumbel), σ_4 la desviación estándar de t_4^R definida como

$$\sigma_4 = \sqrt{\frac{\sum_{m=1}^{N_{sim}} (\tau_4^{(m)} - t_4^R - N_{sim} B_4^2)}{N_{sim} - 1}} \quad (2.22)$$

y

$$B_4 = \frac{\sum_{m=1}^{N_{sim}} (\tau_4^{(m)} - t_4^R)}{N_{sim}} \quad (2.23)$$

el sesgo de la L-curtosis media regional t_4^R , siendo $\tau_4^{(m)}$ la L-curtosis media regional de la m -ésima región simulada.

La distribución Gumbel propuesta en cada una de las siete regiones analizadas ha cumplido la condición

$$|Z^{DIST}| \leq 1,64 \quad (2.24)$$

que permite su uso como distribución de frecuencia regional. Esta distribución obtenida $\hat{q}()$ es común a todos los puntos de la región analizada, a excepción de un factor de escala específico a cada punto. Este factor de escala se estima igualándolo a la media de los datos del punto $l_1^{(i)}$, lo que permite de este modo computar los cuantiles en el punto i mediante la relación

$$\hat{Q}_i(F) = l_1^{(i)} \hat{q}(F) \quad (2.25)$$

Por tanto, en contraposición al método estándar presentado en el apartado anterior, la distribución Gumbel obtenida no se ajusta a una única muestra de 44 años presente en un punto, sino que el ajuste se realiza usando estimaciones de L-momentos promediados regionalmente que contienen información de cada punto o estación situado en la región seleccionada. Finalmente, para verificar la estimación de los periodos de retorno y cuantiles a partir de la distribución Gumbel, se ha llevado a cabo un análisis de frecuencia regional análogo con una función Wakeby, recomendada por Hosking y Wallis (2005) por tratarse de una distribución robusta de cinco parámetros que permite simular un amplio espectro de formas de distribución.

Las diferencias en valor absoluto entre las estimaciones obtenidas con las distribuciones Gumbel y Wakeby para periodos de retorno de 50 años son inferiores a $0,75 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 2.6), siendo incluso menores en el caso de periodos de retorno de 100 años (no mostrado), por lo que se puede considerar como válida la elección de la distribución Gumbel. Para periodos de retorno de 50 años el viento estimado con la distribución Wakeby en las regiones ALBO y ADRI es ligeramente superior al obtenido con la Gumbel, mientras

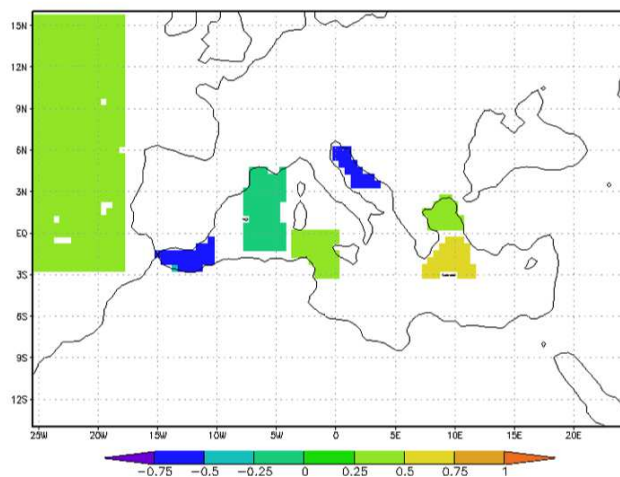


Figura 2.6: Diferencias entre las velocidades de viento estimadas aplicando las distribuciones Gumbel y Wakeby con periodo de retorno de 50 años (ms^{-1}).

que la distribución Gumbel proporciona valores levemente superiores a la Wakeby en la región EGES.

Los periodos de retorno de 50 y 100 años han sido estimados por medio del análisis basado en los L-momentos y en el ajuste a la distribución Gumbel. Teniendo en cuenta las pobres prestaciones del reanálisis global NCEP a la hora de caracterizar los extremos de viento, expuestas en la sección 2.2.1, se ha decidido aplicar el presente método regional únicamente a los datos HIPOCAS. Comparando los resultados de ambas metodologías se aprecian diferencias significativas en la distribución de los extremos de viento para periodos de retorno de 50 y 100 años. El patrón espacial de las estimaciones de velocidad del viento para la zona ATLN, obtenido con el método regional descrito en este apartado, se caracteriza por la clara existencia de un gradiente latitudinal de velocidades (Figuras 2.7a y 2.7b). Por el contrario, este patrón no es tan evidente cuando se aplica el método estándar, apareciendo distorsiones por efectos de ruido en el gradiente de la velocidad del viento (Figuras 2.4a y 2.4b). De hecho, parece que el análisis de frecuencia regional redistribuye geográficamente las áreas de velocidades máximas de viento dentro de cada una de las regiones seleccionadas. De este modo, la influencia ejercida por la desviación típica en el método estándar (sección 2.2.1) que determina un cierto patrón de vientos intensos, se compensa usando el método de análisis de frecuencia regional. Tal y como se observa en las Figuras 2.4a y 2.4b, con el enfoque estándar aplicado a los datos HIPOCAS, los núcleos de vientos máximos del mar Mediterráneo nororiental tienden a estrecharse a lo largo del mar Balear, mientras que con el análisis de frecuencia regional (Figuras 2.7a y 2.7b) el máximo se desplaza hacia el golfo de León siguiendo

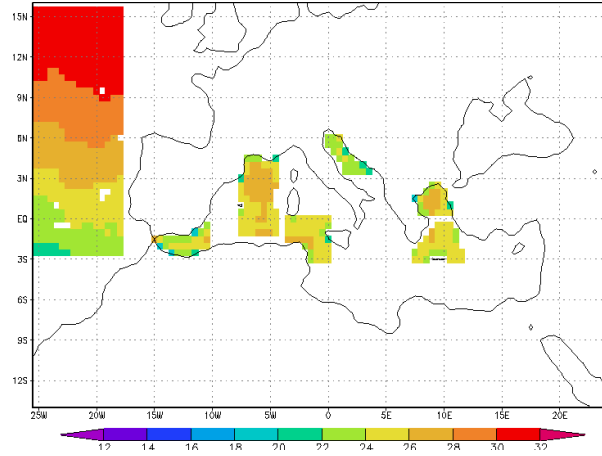
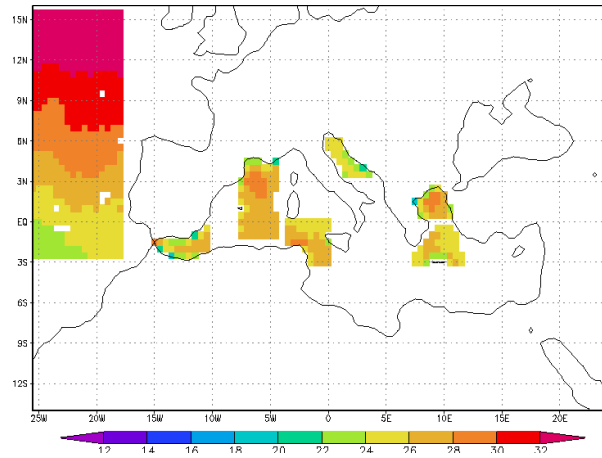
(a) $V_{HIPOCAS}^{T50}$ (b) $V_{HIPOCAS}^{T100}$

Figura 2.7: Patrones espaciales de la velocidad del viento de HIPOCAS (ms^{-1}) con a) 50 años y b) 100 años de periodo de retorno, aplicando el método de análisis regional con L-momentos.

un patrón similar al de la distribución espacial de la media del viento anual máximo (Figura 2.3a). Con respecto a la región ALBO, se observa el efecto canalizador del estrecho de Gibraltar en los resultados del análisis de frecuencia regional, siendo más apreciable en el caso de los extremos de viento con 100 años de periodo de retorno, que alcanzan 28 m s^{-1} . No obstante, el método estándar no enfatiza tanto este efecto de canalización a lo largo del mar de Alborán (Figura 2.4b). Resulta asimismo interesante comprobar la presencia de un punto en el propio estrecho de Gibraltar que muestra, con el método de frecuencia regional, velocidades de viento de 26 m s^{-1} y 30 m s^{-1} para periodos de retorno de 50 años y 100 años, respectivamente, siendo estos valores siempre superiores a los logrados mediante el análisis local con una única muestra puntual. Asimismo, la región SICI presenta valores superiores con el análisis de frecuencia regional que con el método estándar local y, tal y como sucede con el estrecho de Gibraltar, refleja efectos de canalización existentes entre Túnez y el oeste de Sicilia. La Figura 2.7b muestra en esa zona un núcleo de viento máximo que alcanza 30 m s^{-1} para periodos de retorno de 100 años en contraste con los 28 m s^{-1} del método estándar (Figura 2.4b). Por otro lado, esta técnica regional aplicada a la región BORA suaviza la velocidad de viento máxima estimada localmente. La subestimación asociada al efecto de suavizado puede estar relacionada con el hecho de que el análisis regional minimiza la notable influencia ejercida por la desviación estándar en una serie corta de tan solo 44 muestras. De hecho, los puntos de malla que presentan los máximos valores de velocidad del viento muestran también una desviación estándar elevada (Figura 2.3c). Finalmente, cabe mencionar que en las dos regiones del mar Egeo, EGEN y EGES, el análisis regional de L-momentos amplifica las diferencias existentes entre los puntos de malla costeros y los situados en mar abierta, en términos de estimación de extremos de viento.

2.3 Puntos más relevantes del capítulo

- Los datos de viento HIPOCAS no presentan los inconvenientes existentes en las bases de datos derivadas de reanálisis globales y relacionados con la subestimación de la velocidad del viento, manteniendo además la homogeneidad temporal de dichos reanálisis.
- El *downscaling* dinámico aplicado para generar los datos de viento HIPOCAS es más eficiente sobre el mar Mediterráneo que sobre áreas del Atlántico y permite reproducir características regionales ligadas a los regímenes de vientos locales.
- HIPOCAS reproduce de manera fidedigna los eventos de viento extremo. El ajuste de los máximos anuales a la distribución de probabilidad Gumbel pone de manifiesto el importante papel jugado por la orografía en las zonas de viento intenso. Se constata además que la distribución espacial de velocidades asociadas a periodos de retorno concretos sigue un patrón gobernado fundamentalmente por áreas de elevada variabilidad temporal, siendo mayor el efecto de los valores anómalos cuanto menor es la muestra empleada.
- El análisis de frecuencia regional con L-momentos aplicado a los datos de viento HIPOCAS minimiza el efecto de los valores anómalos sobre series cortas y permite identificar de manera más precisa las áreas marítimas caracterizadas por episodios de viento extremo, al redistribuir geográficamente las áreas de elevadas velocidades analizadas.
- HIPOCAS se erige como una base de datos suficientemente fiable para reproducir correctamente los extremos de viento y para estudiar el impacto de dichos episodios extremos transitorios sobre el mar Mediterráneo, en particular sobre la circulación marina superficial y los fenómenos convectivos de la columna de agua.

Capítulo 3

Flujos de agua dulce

Dada la configuración cuasi-cerrada del mar Mediterráneo, existe una estrecha relación entre las variables oceánicas y el balance hídrico de la cuenca en la que dicho mar se sitúa. Este balance se define mediante la siguiente expresión (Mariotti et al., 2002)

$$G = E - P - R - N \quad (3.1)$$

donde G es el aporte de agua por Gibraltar, E la evaporación, P la precipitación, R el término de escorrentía y aporte de agua dulce de los ríos (en valores totales sobre toda la cuenca) y N el flujo entrante de agua del mar Negro en el Mediterráneo.

La parte derecha de la ecuación, que representa la diferencia entre el agua dulce evaporada y los aportes de la precipitación, la escorrentía y el mar Negro –globalmente, el mar Negro aporta agua al mar Egeo y, dada su relativamente baja salinidad, suele tratarse como un río en el balance hídrico del Mediterráneo– se caracteriza por un déficit global de agua y por gran variabilidad mensual y espacial. Dicho déficit de agua es compensado por el aporte neto del Atlántico al Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar. Por tanto, a la hora de simular el mar Mediterráneo la correcta representación de dicho balance adquiere gran importancia.

Las descargas de los ríos y del mar Negro (R y N en la ecuación 3.1, respectivamente) contribuyen de forma visible al balance hídrico del Mediterráneo. Se estima que en conjunto el caudal de los ríos aporta $+0,14 \text{ m año}^{-1}$ a la cuenca (Tomczak y Godfrey, 1994) y que sus descargas de agua dulce pueden tener cierto impacto sobre la circulación termohalina del Mediterráneo (Skirris y Lascaratos, 2004). A su vez, el clima de la zona juega un papel fundamental en los regímenes fluviales y en las características del mar Negro determinando su variabilidad anual. Las series de observaciones disponibles son todavía relativamente cortas y la simulación por medio de modelos hidrológicos de los ríos de la región es aún escasa. Por ello, y dado que la

contribución del mar Negro y de los ríos en el balance es limitada y más o menos constante a lo largo del siglo XX, se ha optado por no considerar los términos de escorrentía R y aporte del mar Negro N , circunscribiendo el análisis a la precipitación (P) y a la diferencia entre evaporación y precipitación, denominada evaporación neta ($E-P$).

Para evaluar adecuadamente el intercambio océano-atmósfera a través de $E-P$ se ha de contar con suficientes datos provenientes de observaciones. A pesar de que los observatorios están presentes en toda el área mediterránea, su distribución geográfica no es homogénea sino que se caracteriza por importantes diferencias entre los distintos países ribereños. La disponibilidad de estas observaciones *in situ* ha permitido desarrollar distintas iniciativas con el objetivo de crear bases de datos reticulares que cubran toda la región mediterránea, como el Climate Research Unit (CRU) en precipitación New et al. (2002). Desgraciadamente, la mayoría de las medidas *in situ* existentes provienen de estaciones continentales, mientras que en zonas de aguas abiertas éstas son muy escasas. Esta escasez de medidas sobre el mar constituye ciertamente una limitación que introduce mayores incertidumbres en la evaluación del intercambio océano-atmósfera y del balance hídrico total en el Mediterráneo.

La falta de medidas de evaporación y precipitación ha llevado al uso de productos derivados de modelos atmosféricos para realizar la estimación de dichas variables y su variabilidad sobre el mar. En este sentido, los reanálisis globales atmosféricos producidos por instituciones tales como NCEP/NCAR, ECMWF, NASA y otros (Kalnay et al., 1996; Uppala et al., 2005) resultan útiles al proporcionar conjuntos de datos simulados de evaporación y precipitación en el Mediterráneo a largo plazo. La existencia de estos datos de reanálisis ha permitido llevar a cabo un amplio número de estudios climáticos sobre precipitación en zonas marítimas, así como otros parámetros del ciclo de agua. Mariotti et al. (2002) usó datos de reanálisis para evaluar el ciclo hidrológico mediterráneo y su variabilidad interanual e interdecadal, centrándose en especial en el conocido patrón de teleconexión de la Oscilación del Atlántico Norte –*North Atlantic Oscillation (NAO)*–. Josey (2003) utilizó el reanálisis de NCEP/NCAR para deducir los efectos provocados por cambios en los flujos superficiales de calor y agua dulce en la circulación oceánica y más concretamente en los procesos de formación de aguas profundas en el Mediterráneo oriental.

Con respecto a la precipitación, Béranger et al. (2005), Kyte et al. (2006) y Quartly et al. (2007) compararon datos globales de satélite con reanálisis globales. Béranger et al. (2005) mostraron que todas las climatologías comparadas reproducen las principales características de los patrones de precipitación sobre los océanos, localizándose las diferencias más significativas en los ciclos medios estacionales y las variaciones interanuales. Quartly et al.

(2007) revelaron que en el entorno de la región mediterránea ERA40 es el reanálisis que más se ajusta a la primera versión del Global Precipitation Climatology Project (GPCP), mientras que Kyte et al. (2006) probaron que la NAO afecta en gran medida al clima del mar Mediterráneo y redistribuye los patrones de precipitación de NCEP, ERA40 y la primera versión de GPCP.

A pesar de que los datos de evaporación y precipitación obtenidos de los mencionados reanálisis globales han sido usados de forma habitual como forzamientos de modelos oceánicos, la mayoría de las validaciones de las variables implicadas se han realizado sobre zonas continentales y no sobre áreas marítimas, donde la calidad de los datos está menos contrastada. La complejidad regional de la cuenca mediterránea, puesta de manifiesto en el capítulo 2 referido al viento, no hace sino aumentar las incertidumbres respecto a la calidad de los flujos de agua dulce mediterráneos derivados de los reanálisis globales.

El presente capítulo plantea como objetivo determinar la idoneidad de los datos procedentes de *hindcasts* regionales para su uso como forzamiento atmosférico de agua dulce en simulaciones oceánicas de la cuenca mediterránea a largo plazo. Se centra en evaluar la precipitación P y la evaporación neta E-P proporcionadas por el *hindcast* atmosférico HIPOCAS (Ratsimandresy et al., 2008) y los reanálisis globales NCEP y ERA40, señalando las similitudes y diferencias. Se pretende asimismo identificar inconsistencias internas en ellas y ser capaces de proponer posibles causas físicas que expliquen las mismas. La mencionada falta de medidas *in situ* sobre aguas abiertas dificulta la realización de cualquier validación objetiva de los productos de reanálisis globales y regionalizados existentes. Teniendo en cuenta esta limitación, se emplean productos basados en teledetección satelital como herramienta útil para la evaluación de los conjuntos de datos modelizados anteriores, a pesar de ser medidas indirectas con incertidumbres asociadas. En este sentido, Quartly et al. (2007) señala que los datos de precipitación derivados de satélite no pueden considerarse cuantitativamente correctos, si bien este tipo de datos sí son indicadores útiles y fiables de las distribuciones espaciales reales.

Para la comparación de las bases de datos modelados se optó por usar como referencia satelital los productos de precipitación mensual del GPCPv2, segunda versión del *Global Precipitation Climatology Project* (Adler et al., 2003). Esta decisión se basó en el hecho de que era la única base de datos homogénea y con suficiente cobertura espacial y temporal en la cuenca. Sin embargo, para el análisis de la evaporación neta realizado más recientemente se han usado datos procedentes de la última versión de HOAPS existente (HOAPS-3.2) (Karsten et al., 2012). Se proporciona una descripción más detallada de ambas bases de datos en el apéndice A.

Esta comparación entre datos simulados y observados es fundamental para determinar si la utilización de los primeros en análisis específicos de la precipitación en la zona o como forzamientos atmosféricos en modelos oceánicos es adecuada. En este último caso es preciso contar con flujos de agua dulce fiables dado el impacto que este parámetro atmosférico tiene sobre determinadas variables como la salinidad superficial del mar.

En primer lugar, se expone el análisis comparativo de los datos de precipitación estimada de las bases de datos utilizadas¹. Posteriormente, se presentan los resultados referentes a la evaporación neta estimada fundamentalmente por el *hindcast* HIPOCAS en la zona mediterránea.

3.1 Análisis de la precipitación

La disponibilidad de datos mensuales de precipitación procedentes de los datos de observación de satélite GPCPv2 y de las bases de datos generadas por modelos NCEP, ERA40 e HIPOCAS ha determinado el uso del periodo común 1979-2000 para realizar los estudios comparativos. Con el objetivo de calcular estadísticos espaciales se ha hecho necesario utilizar también una malla común para intercomparar los conjuntos de datos mencionados. Dado que se ha tomado GPCPv2 como referencia, se han interpolado el resto de las bases de datos a los 2,5° de resolución (más gruesa) de los datos satelitales. Aunque puede parecer una decisión razonable mantener la resolución de la fuente de datos observacional, ésta implica necesariamente una pérdida de la información contenida en la resolución más fina del *hindcast* regional HIPOCAS. De este modo se preserva la información de los datos de satélite en su resolución original en detrimento del resto de bases de datos, tales como ERA40, NCEP y especialmente HIPOCAS. En contrapartida, la baja resolución de los datos de satélite solamente nos permite evaluar el comportamiento de los datos generados por modelización a gran escala. En consecuencia, este estudio no pretende analizar el grado de acierto de las bases de datos simulados en lo relativo a la reproducción de eventos determinados o características de pequeña escala.

A continuación se presentan las similitudes y diferencias existentes a nivel espacial y temporal entre las bases de datos de precipitación simulados y observados, así como la fiabilidad de los primeros a la hora de reproducir umbrales de precipitación intensa, todo ello por medio de estadísticos tales como la media, desviación estándar, sesgo, error cuadrático medio, índices de correlación y de validación (*skill scores*).

¹Parte de los resultados expuestos en este capítulo han sido presentados en Aznar et al. (2010): R. Aznar, M.G. Sotillo, M.L. Martín, S. Somot, F. Valero, *Comparison of model and satellite-derived long-term precipitation databases over the Mediterranean basin: A general overview*, *Atmospheric Research*. 97 (2010) pp. 170-184.

3.1.1 Análisis estadístico espacio-temporal

Antes de comparar la precipitación reproducida por las diferentes bases de datos simulados se presenta una descripción general del campo espacial de precipitación derivado de los datos observacionales de GPCPv2. La precipitación mensual promediada para el periodo de estudio 1979-2000 muestra el conocido patrón espacial de gradiente latitudinal (Mariotti et al., 2002), caracterizado por valores mensuales más altos hacia el norte de entre 90 y 100 mm mes^{-1} y niveles de precipitación menores que 15 mm mes^{-1} sobre las zonas más meridionales (Figura 3.1). En cuanto a las características de GPCPv2, las medias climatológicas estacionales siguen reproduciendo el mencionado gradiente latitudinal de precipitación aunque aparecen diferencias importantes en los valores, dependiendo de la estación. Así, el otoño y el invierno son los periodos más húmedos con una promedio espacial de precipitación para toda la cuenca de 52.6 mm mes^{-1} y 60.1 mm mes^{-1} , respectivamente, en especial en el centro y este del Mediterráneo. En contraposición, el verano es con diferencia la estación más seca en dicha cuenca con precipitaciones mensuales que oscilan en torno a 15 mm mes^{-1} en los dos tercios inferiores del dominio.

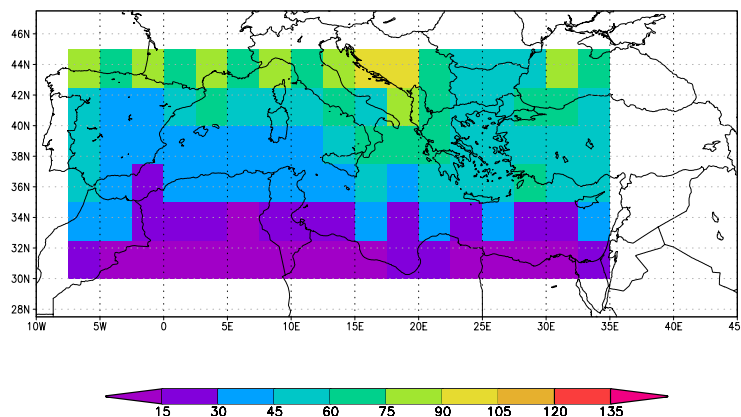


Figura 3.1: Precipitación media mensual de GPCPv2 en la cuenca mediterránea para el periodo 1979-2000 (mm).

Se constata también un gradiente latitudinal en la variabilidad de precipitación derivada de GPCPv2. En este caso, la variabilidad más baja se sitúa sobre el norte de África, mientras que ésta se incrementa a medida que nos desplazamos hacia latitudes más altas. A pesar de ello, la distribución espacial de la desviación estándar no presenta de forma tan marcada las características latitudinales anteriormente mencionadas para la media. De hecho, los máximos se localizan sobre el Adriático, el Egeo y el noroeste de la península ibérica con valores en torno a 45 mm mes^{-1} (Figura 3.2).

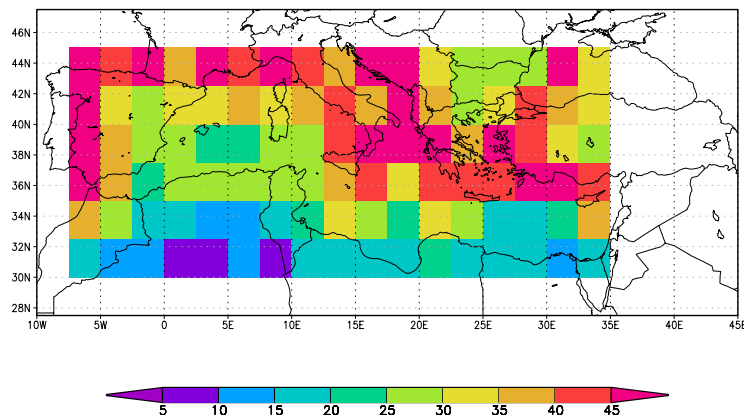


Figura 3.2: Desviación estándar de la precipitación mensual de GPCPv2 en la cuenca mediterránea para el periodo 1979-2000 (mm).

Aunque se ha usado el conjunto de datos GPCPv2 como referencia en los análisis comparativos que se muestran a continuación, es preciso señalar que estos datos generados a partir de observaciones de satélite no deberían interpretarse como inequívoca realidad debido a sus propias incertidumbres. En este sentido, se llevó a cabo una comparación entre GPCPv2 y la base de datos de precipitación HOAPS-3 (Andersson et al., 2010), también derivada de observaciones de satélite a $0,5^\circ$ de resolución, con el fin de comprobar las similitudes entre ambos conjuntos de datos. Como se ilustra en la Figura 3.3 existen importantes diferencias entre ambas bases de datos, presentando los valores de GPCPv2 un claro sesgo positivo ($29,56 \text{ mm mes}^{-1}$ de media en el periodo entre 1991 y 2001) que confirma la conveniencia de usar con cautela los datos de referencia seleccionados.

A continuación se presentan los resultados de las comparaciones llevadas a cabo a escala espacial entre los reanálisis y el *hindcast* HIPOCAS respecto a los datos de teledetección de GPCPv2 tomados como referencia para el periodo 1979-2000. La Figura 3.4 muestra los datos de precipitación mensual de HIPOCAS, NCEP y ERA40 en su resolución original (antes de ser interpolados a la resolución de $2,5^\circ$ de GPCPv2), representándose, por tanto, los promedios temporales de HIPOCAS a $0,5^\circ$ y de ERA40 y NCEP a 1° y $2,5^\circ$, respectivamente. Análogamente, la Figura 3.5 exhibe la desviación estándar de estas tres bases de datos a las resoluciones mencionadas con anterioridad.

En relación a la media se aprecia en la Figura 3.4 que el gradiente latitudinal encontrado en los datos de observación de GPCPv2 es reproducido por los dos reanálisis y el *hindcast* regional HIPOCAS. Si bien aparecen diferencias entre las bases de datos, sobre todo en las regiones más septentrionales del área de estudio, los tres conjuntos de datos sitúan los valores más bajos sobre el norte de África. En las regiones del norte, HIPOCAS muestra valores

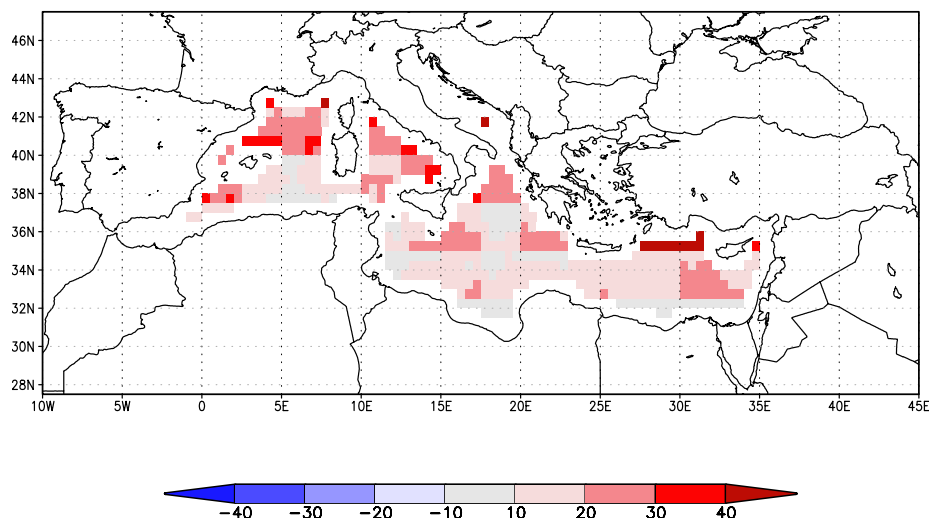


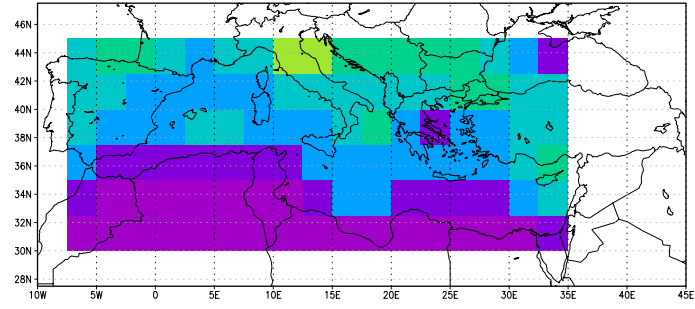
Figura 3.3: Sesgo entre la precipitación media mensual de GPCPv2 y HOAPS-3 en la cuenca mediterránea para el periodo 1991-2001 (mm).

más elevados que NCEP y ERA40.

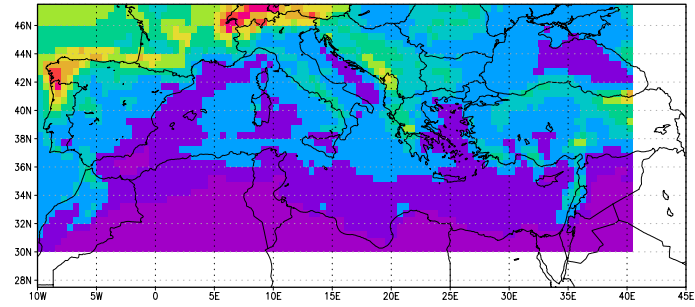
Adicionalmente, se han calculado los promedios espaciales de los campos de precipitación media de las cinco bases de datos analizadas, acotando en este caso el área espacial al dominio y resolución ($2,5^\circ$) de GPCPv2 (Tabla 3.1). Dichos resultados confirman que HIPOCAS, NCEP y en mayor medida ERA40 presentan valores medios de precipitación de 1979 a 2000 inferiores a los de la base de datos de satélite GPCPv2 ($44,0 \text{ mm mes}^{-1}$).

La variabilidad temporal viene determinada por los valores de desviación estándar. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que, tanto en los reanálisis como en HIPOCAS, la distribución espacial de dicha desviación estándar es más heterogénea que en el caso de las medias y que varía dependiendo de los datos simulados analizados (Figura 3.5). Así, las similitudes con GPCPv2 se limitan únicamente a la presencia en todos los casos de mayor variabilidad en el mar Jónico. De nuevo, el cómputo del promedio espacial de la desviación estándar en el dominio común de GPCPv2 evidencia que ninguna de las tres bases de datos simulados reproduce tanta variabilidad en la precipitación como la existente en los datos observacionales GPCPv2 ($32,3 \text{ mm mes}^{-1}$) (Tabla 3.1).

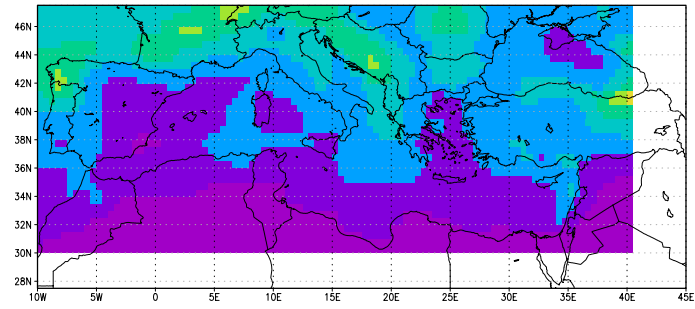
Para evaluar la desviación existente entre los conjuntos de datos estudiados y la climatología GPCPv2 se ha calculado el error cuadrático medio (en inglés, RMSE) interpolando previamente los datos HIPOCAS y ERA40 a los $2,5^\circ$ de resolución de NCEP y GPCPv2. Los campos espaciales de RMSE (Figura 3.6) muestran que los patrones de las tres bases de datos simulados exhiben mayores diferencias respecto a GPCPv2 en las zonas más septentrio-



(a) NCEP



(b) HIPOCAS



(c) ERA40

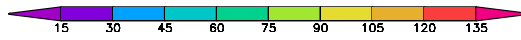
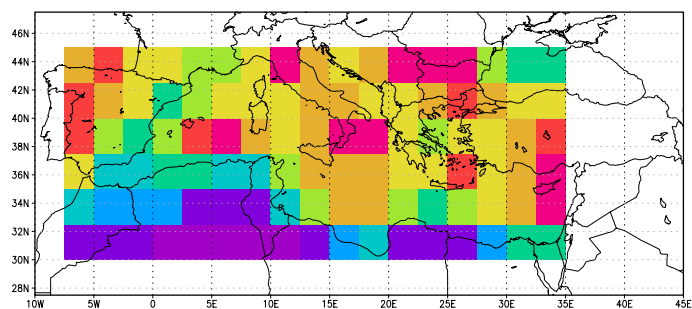
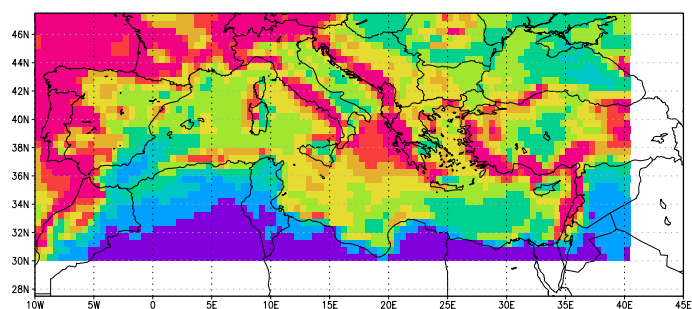


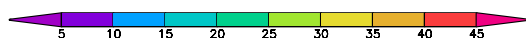
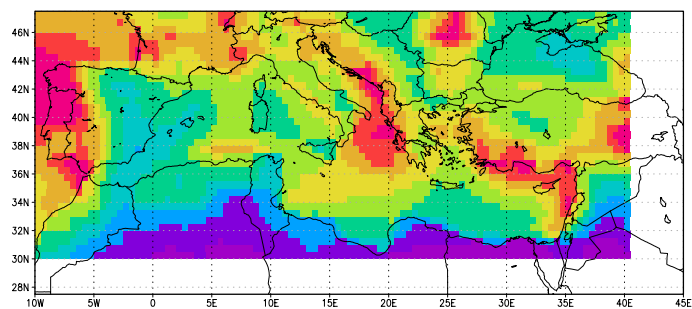
Figura 3.4: Precipitación media mensual de a) NCEP, b), HIPOCAS y c) ERA40 para el periodo 1979-2000 (mm). Se muestran los datos en su resolución espacial original: NCEP a $2,5^\circ$, ERA40 a 1° , HIPOCAS a $0,5^\circ$.



(a) NCEP



(b) HIPOCAS



(c) ERA40

Figura 3.5: Desviación estándar mensual de la precipitación de a) NCEP, b), HIPOCAS, c) ERA40 para el periodo 1979-2000 (mm). Se muestran los datos en su resolución espacial original: NCEP a $2,5^\circ$, ERA40 a 1° , HIPOCAS a $0,5^\circ$.

	GPCPv2	HIPOCAS	NCEP	ERA40
\bar{x}	44,0	31,1	35,4	28,3
σ_x	32,3	26,5	28,6	23,9
$\bar{x}_{sim} - \bar{x}_{GPCPv2}$	-	-12,9	-8,6	-15,7
RMSE	-	14,4	13,1	17,4
R_{abs}	-	0,95	0,91	0,97

Tabla 3.1: Media \bar{x} , desviación estándar σ_x , sesgo $\bar{x}_{sim} - \bar{x}_{GPCPv2}$, Error cuadrático medio (RMSE) y correlación temporal R_{abs} de la precipitación promediada en toda la cuenca mediterránea de 1979 a 2000. La media, desviación estándar, sesgo y RMSE se expresan en mm mes⁻¹.

nales del dominio y alrededor de la península itálica, con valores mínimos (inferiores a 20 mm mes⁻¹) sobre África. En este contexto resulta interesante destacar el parecido existente entre las disposiciones espaciales de los errores de HIPOCAS y ERA40 (Figuras 3.6b y 3.6c), sobre todo si se tiene en cuenta que como forzamiento del *hindcast* HIPOCAS se utilizaron datos del reanálisis NCEP y no de ERA40. En este punto, conviene señalar que los modelos REMO y del ECMWF usados para generar las bases de datos HIPOCAS y ERA40, respectivamente, emplean las mismas parametrizaciones de microfísica de nubes (Sundqvist, 1978) y de convección de cúmulos (Tiedtke, 1989). Esto lleva a pensar que dichos esquemas están jugando un papel más importante en la simulación de la precipitación que el atribuido a los datos de forzamiento usados como condiciones iniciales y de contorno en los modelos, o a otras consideraciones dinámicas.

Con el fin de mostrar gráficamente las diferencias entre los datos de observaciones y los simulados se han generado diagramas de dispersión (Figura 3.7). En estos gráficos se observa menor dispersión en el caso de HIPOCAS (Figura 3.7c) y ERA40 (Figura 3.7a), a pesar de que ambos conjuntos de datos subestiman la precipitación observada, tal y como señalan los sesgos mostrados en la Tabla 3.1 (-12,9 y -15,7 mm mes⁻¹, para HIPOCAS y ERA40, respectivamente). Por el contrario, aunque NCEP (Figura 3.7b) no parece en principio mostrar una subestimación tan marcada respecto a las observaciones de satélite en el diagrama, sí muestra mayor dispersión que en el caso de HIPOCAS y ERA40. Esta menor dispersión de HIPOCAS y ERA40 determina que los errores derivados son de tipo más sistemático, facilitando una hipotética calibración y corrección del sesgo existente para estas bases de datos. Asimismo, merece la pena destacar que estos dos últimos conjuntos presentan estructuras en los diagramas de dispersión muy parecidas, reforzando de nuevo la importancia que parecen tener los esquemas de microfísica y convección de cúmulos usados en su generación.

Con el objetivo de evaluar la evolución temporal, se han generado cam-

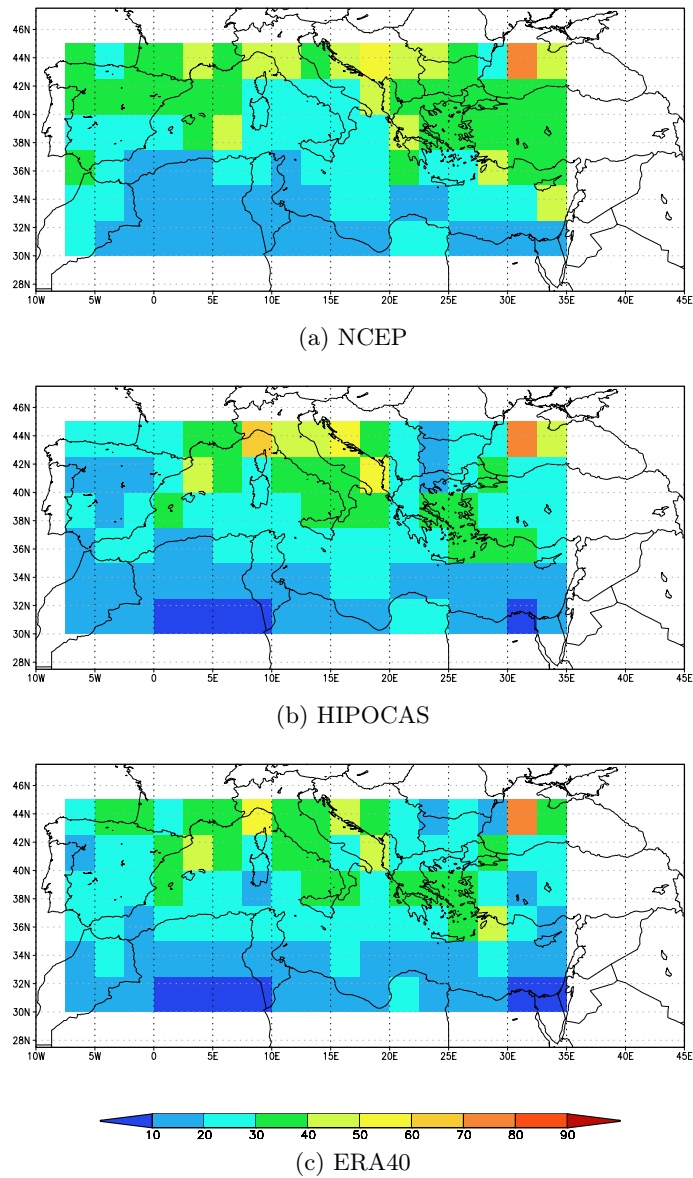


Figura 3.6: Error cuadrático medio de la precipitación media mensual (mm) de a) NCEP, b), HIPOCAS, c) ERA40 frente a GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).

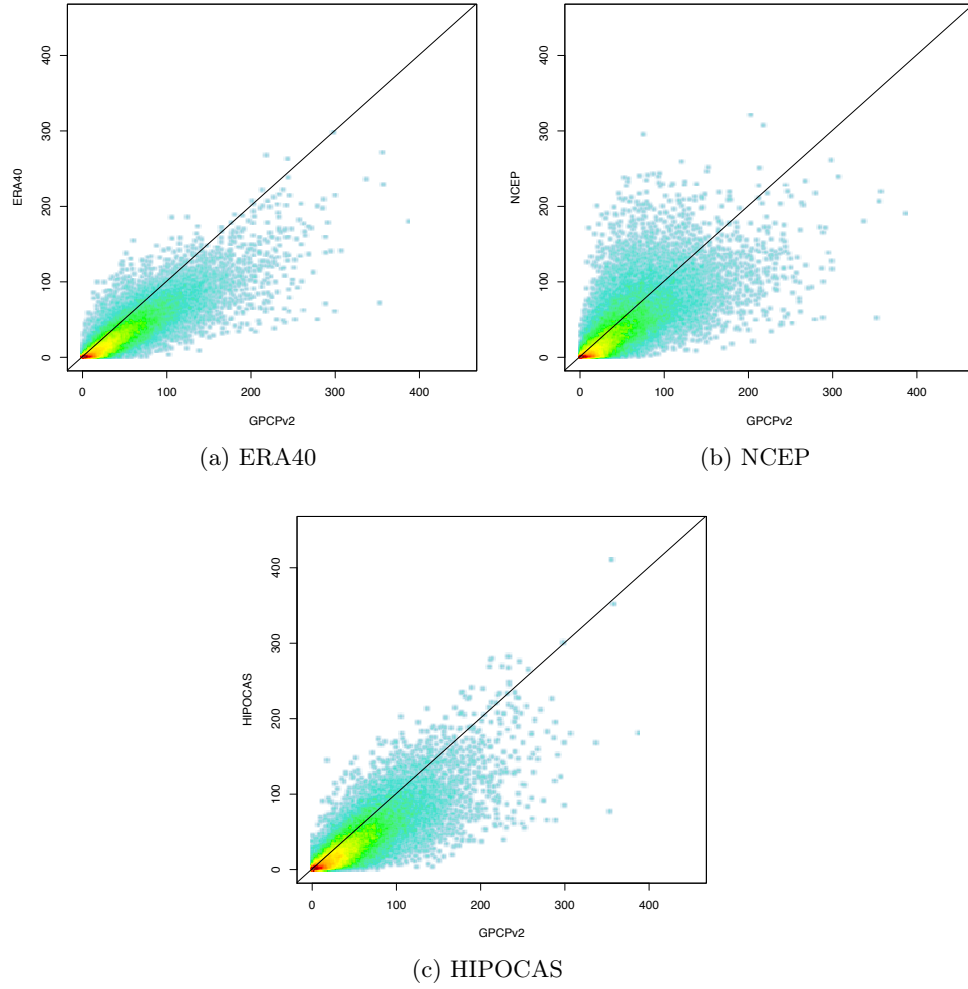


Figura 3.7: Diagramas de dispersión de puntos de la precipitación media mensual a $2,5^\circ$ de resolución de 1979 a 2000 de a) ERA40, b) NCEP y c) HIPOCAS frente a GPCPv2. El eje de abscisas representa la precipitación observada de GPCPv2 y en ordenadas la precipitación simulada por los modelos, en mm mes^{-1} .

pos espaciales de índices de correlación temporal entre valores absolutos de precipitación de las bases de datos simulados y GPCPv2 (Figura 3.8). Los patrones espaciales resultantes son similares entre sí y en ellos se comprueba la presencia de dos núcleos de máxima correlación sobre el área más occidental del dominio y en áreas del Mediterráneo oriental. En este caso, los resultados no muestran correlaciones significativamente mayores de los datos de *downscaling* frente a los exhibidos por los reanálisis ERA40 o NCEP. Estos índices de correlación similares aparecen también cuando se promedian para todo el dominio geográfico, oscilando las medias para la cuenca mediterránea entre un mínimo de 0,91 para NCEP y un máximo de 0,97 para ERA40, como se aprecia en la Tabla 3.1.

Las altas correlaciones obtenidas se deben en parte a la correcta reproducción del ciclo anual, muy similar en todas las bases de datos. Con el fin de comparar la variabilidad intermensual de las series sin considerar la señal climática anual se han computado también correlaciones entre anomalías de precipitación. Estas anomalías relativas a las medias mensuales se obtienen eliminando el ciclo anual medio de los valores de precipitación mensual acumulada. Los tres campos espaciales obtenidos presentan parecidos patrones con índices de correlación superiores a 0,75 sobre zonas continentales, concentrando los valores más altos (superiores a 0,9) al oeste de la península ibérica en el caso de HIPOCAS y ERA40 (Figura 3.9). Este último resultado puede estar ligado a la entrada a escala sinóptica de perturbaciones baroclínicas procedentes del Atlántico que afectan claramente al patrón de precipitación invernal de la península ibérica (Zorita et al., 1992) y que son más fácilmente reproducidas por los modelos atmosféricos.

Se ha completado el análisis de la evolución temporal de la precipitación realizando un análisis multi-resolución de ondículas –en inglés, *Wavelet Multiresolution Analysis (WMA)*–. La técnica de transformación por ondículas o *wavelets* fue introducida y presentada por Morlet et al. (1982) y Grossmann y Morlet (1984). Las transformadas de ondículas han sido aplicadas con éxito en diferentes estudios de series temporales meteorológicas y climatológicas con el fin de comprender sus escalas temporales de variabilidad (Gamage y Blumen, 1993; Gao y Li, 1993; Weng y Lau, 1994). Estos estudios resaltan las ventajas de esta técnica comparada con otros análisis similares como puede ser la transformada de Fourier. El WMA permite mostrar de manera más inmediata y sintetizada estructuras a distintas escalas temporales y espaciales, y en diferentes localizaciones temporales y espaciales. En cambio, la transformada de Fourier no permite ninguna dependencia temporal de la señal y, por tanto, no proporciona ninguna información local relativa a la evolución temporal de su espectro. Una de las diferencias con la transformada de Fourier es que las ondículas permiten la localización tanto temporal como frecuencial (Morlet et al., 1982), por lo que resultan ser una herramienta adecuada y potente para estudiar series temporales. La trans-

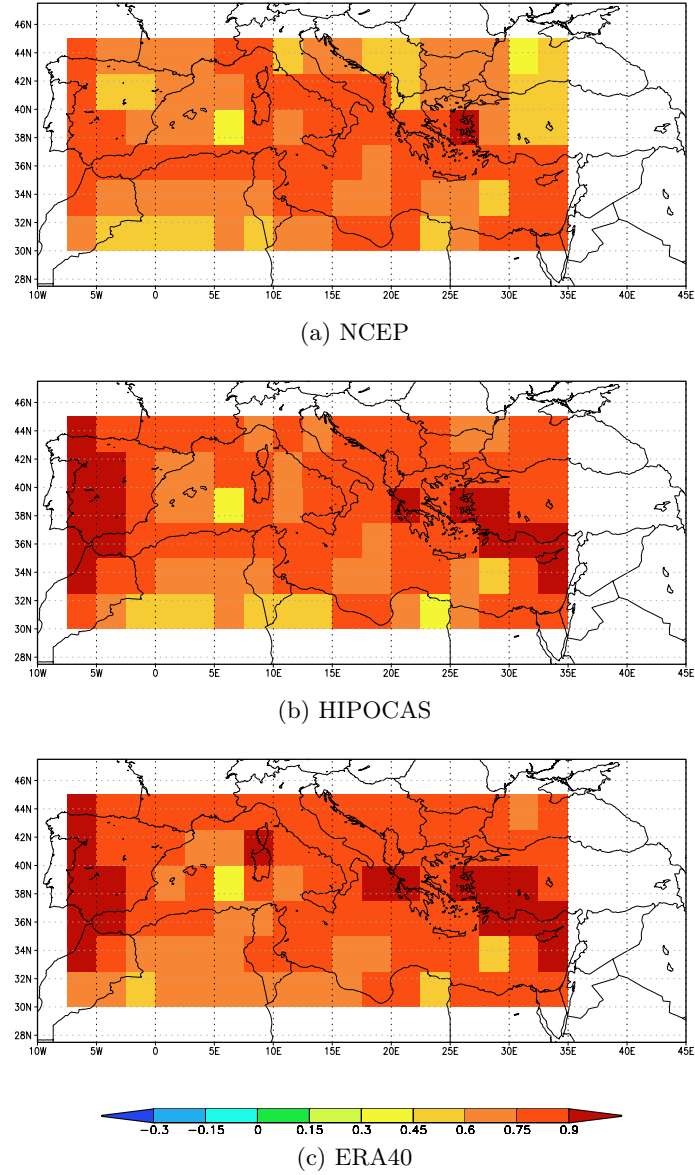


Figura 3.8: Correlación de la precipitación media mensual de a) NCEP, b) HIPOCAS, c) ERA40 frente a GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).

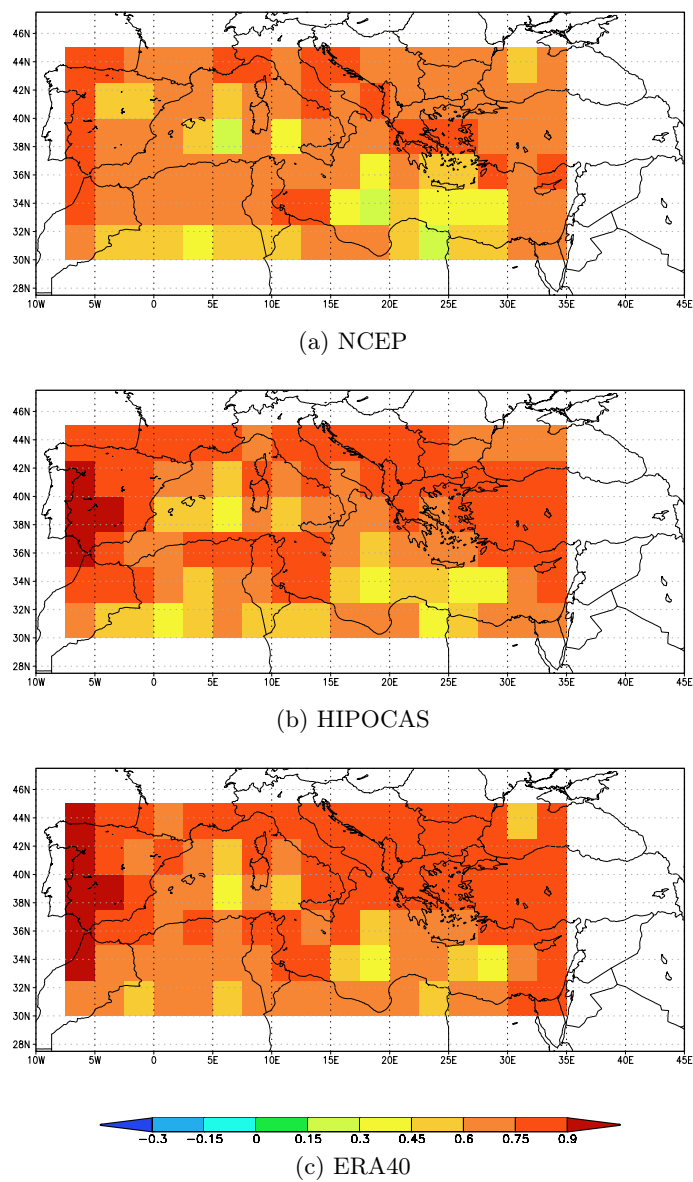


Figura 3.9: Correlación de la anomalía mensual de precipitación de a) NCEP, b) HIPOCAS, c) ERA40 frente a GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).

formada por ondículas no sólo cuenta con muy buenas propiedades locales en los dominios temporal y de frecuencia, sino que trabaja como función analítica microscópica al descomponer una serie temporal en un conjunto de componentes de escala, permitiendo discriminar entre oscilaciones de escalas lentas y rápidas (Morlet et al., 1982). Asimismo, el análisis continuo por ondículas tiene la ventaja de ser habitualmente más sencillo de interpretar ya que toda la información tiende a ser más visible. En este análisis se ha utilizado la transformada continua de *wavelets* como filtro para descomponer y aislar características (Mallat, 1998) del campo de precipitación a diferentes frecuencias.

La Figura 3.10 muestra el espectro de potencia de ondículas representado como función del periodo y el tiempo para los promedios de los campos espaciales de precipitación simulada y observada. La magnitud de los coeficientes mide la correlación entre las bases de la ondícula y la señal. Como se puede observar, en general la localización temporal de los máximos y mínimos coincide y la intensidad de los espectros es similar en las mismas escalas temporales. Esta coincidencia en tiempo, periodo e intensidad de las descomposiciones en ondículas simuladas y observadas da muestra de la capacidad que tienen las bases de datos generadas por modelos de simular correctamente la variabilidad temporal de la señal de precipitación observada.

La ondícula de GPCPv2 (Figura 3.10d) se caracteriza fundamentalmente por máximos en las escalas de 2 a 4 años y 6 a 10 años a lo largo de todo el periodo 1979-2000 con un máximo de energía centrado en los 3 años. En el caso de los datos simulados se reproducen patrones similares, aunque más atenuados en el caso de NCEP (Figuras 3.10a a 3.10d). Además, se aprecia a lo largo de todo el registro episodios de oscilación cuasi-bienal. Aunque estas oscilaciones predominan durante todo el periodo, su mayor intensidad se da en torno a las partes intermedia y final de la década de los noventa en todas las bases de datos analizadas. Los resultados del análisis por ondículas de las series de anomalías muestran que los modelos son capaces de reproducir la cronología de los principales eventos de la señal observada de la precipitación de forma aceptable. Se constata asimismo que los patrones de variabilidad de HIPOCAS son sensiblemente más realistas que los de NCEP, confirmando así que dicho *downscaling* dinámico aporta un valor añadido frente al reanálisis global empleado como forzamiento.

3.1.2 Análisis de patrones de variabilidad

Con el fin de examinar y reducir las estructuras de la varianza de los datos se ha aplicado un Análisis de Componentes Principales (ACP) (Preisendorfer y D Mobley, 1988) a los datos de precipitación mensual de HIPOCAS, NCEP, ERA40 y GPCPv2. Más allá de la mera simplificación, el ACP constituye una herramienta muy útil para explorar grandes conjuntos de datos

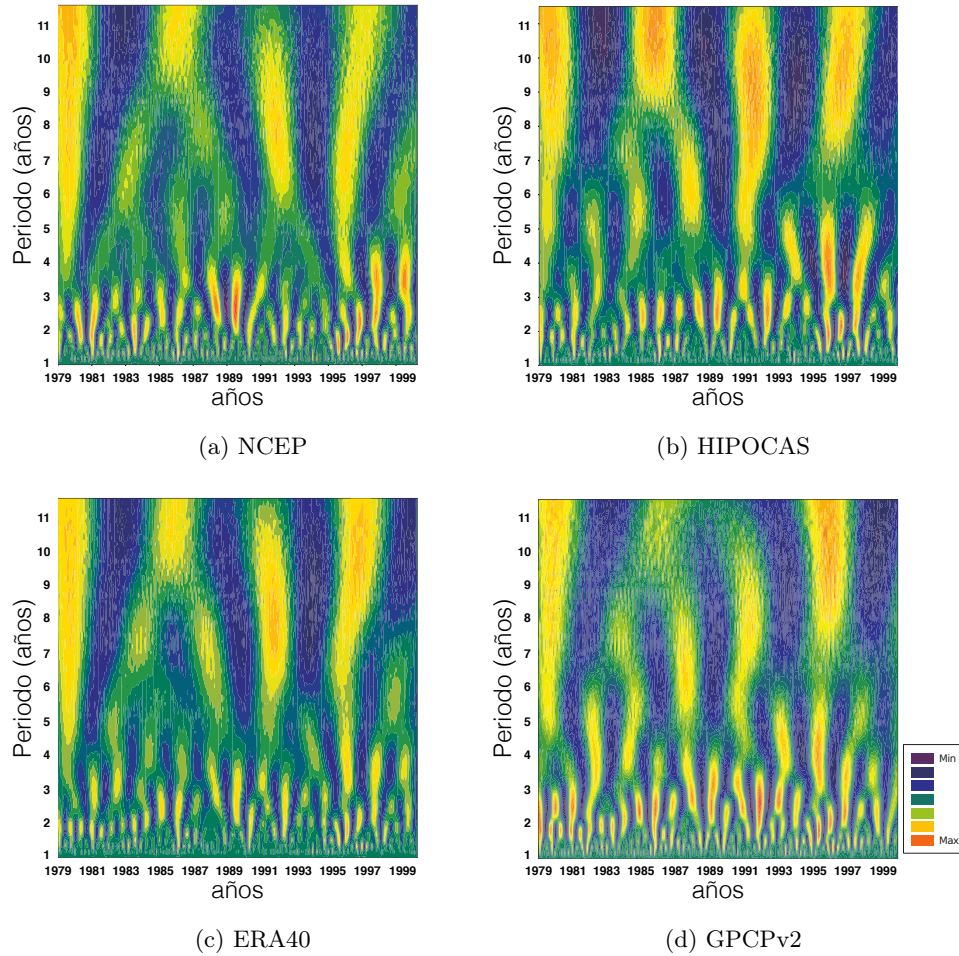


Figura 3.10: Ondículas de anomalías de precipitación media mensual: potencia espectral de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: $2,5^\circ$).

multivariantes, como las climatologías anteriormente descritas, debido a su potencial para producir elementos que facilitan el análisis de las variaciones espacio-temporales de los campos analizados. El análisis por componentes principales se describe con detalle en Sneyers et al. (1989) y Jolliffe (2002). Esta metodología aplicada a las series temporales en cada punto de la malla espacial estudiada permite identificar patrones que pueden atribuirse a procesos físicos específicos mediante valoración estadística. Su objetivo consiste en explicar la mayor variabilidad posible de la precipitación con el menor número de variables independientes, resolviendo un problema de autovectores y autovalores.

Si se define $Z(x, t)$ como un campo con $x = 1, \dots, p$ puntos de malla en los pasos temporales $t = 1, \dots, n$, se puede descomponer en la siguiente combinación lineal

$$Z(x, t) = \sum_{k=1}^p a_k(t) e_k(x) = \sum_{k=1}^p \lambda_k^{1/2} \alpha_k(t) e_k(x) \quad (3.2)$$

En la anterior ecuación, $e_k(x)$ representa los autovectores deducidos a partir de la diagonalización de la matriz de covarianza denominados funciones ortogonales empíricas (EOF), normalizados y espacialmente ortogonales entre ellos. Los coeficientes $a_k(t)$ son las componentes principales (CP) asociadas a dichos autovectores. Tienen una correlación nula y contienen los autovalores λ_k que representan la varianza de $Z(x, t)$ explicada por cada componente principal. Las Componentes Principales (CP) indican modos de variación del campo original y se enumeran en función de su varianza relativa. Así, la primera CP es la combinación lineal con la máxima varianza posible; la segunda es la combinación lineal con la máxima varianza posible no correlacionada con la primera CP, y así sucesivamente.

De este modo, la información más relevante de los datos puede ser representada con un menor número de componentes principales y con un conjunto de datos más reducido. Existen diferentes técnicas para diferenciar las componentes principales más importantes del resto. En este sentido, en el presente estudio se ha empleado la técnica denominada *regla N* para discriminar la componente principal más importante y retener así la información que en mayor medida explica la varianza total de los datos originales. La *regla N* es una técnica conservativa que compara los autovalores con una distribución de variables gaussianas no correlacionadas que conserva un limitado número de componentes (Preisendorfer y D Mobley, 1988). Consiste en la generación de 100 matrices de datos aleatorios con la misma dimensión que la matriz de datos originales. Se aplica un ACP a estas matrices, obteniéndose las componentes principales para cada una de ellas. Las CP calculadas se ordenan de mayor a menor y se comparan con las de los datos originales. Si las CP de los datos reales explican más de la varianza que el 95 % de las CP aleatorias,

	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
GPCPv2	23,3	14,0	10,8	8,1	5,3
HIPOCAS	22,6	12,7	9,4	6,6	5,0
NCEP	20,5	15,1	9,2	7,4	5,3
ERA40	19,3	13,7	9,3	7,4	5,5

Tabla 3.2: Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal en cada una de las bases de datos empleadas.

se puede admitir que son significativas al 95 %. Tras aplicar la *regla N*, se ha retenido un total de cinco parejas de autovectores y autovalores a partir de las variables originales, que explican más del 55 % de la varianza total. Los modos de variabilidad de los datos simulados y observados coinciden a grandes rasgos hasta la quinta componente principal a partir de la cual surgen mayores diferencias entre las configuraciones espaciales de los autovectores.

En nuestro caso se aplicó el ACP a cada una de las bases de datos y se generó un conjunto de autovalores y autovectores –en inglés, *Empirical Orthogonal Function (EOF)*– para cada una de ellas. El patrón espacial del primer autovector derivado de los datos observacionales, cuya componente principal explica el 23 % de la varianza total (Tabla 3.2), se caracteriza por la presencia de una amplia zona de correlaciones positivas que cubre prácticamente todo el Mediterráneo con mayores índices localizados en el norte de Argelia y en un área que se extiende desde el mar Tirreno hasta el Jónico (Figura 3.11d).

En la cuenca mediterránea occidental los mayores pesos se sitúan alrededor de la cordillera del Atlas; en el Mediterráneo central la configuración obtenida, también hallada en Brunetti et al. (2006), se extiende sobre una región que cubre los Apeninos, las áreas costeras del Tirreno y Cerdeña, mientras que en el Mediterráneo oriental, los valores más elevados se localizan sobre el sur de Grecia, Serbia y Croacia. En general, los patrones de la primera componente principal para los datos de modelo (Figuras 3.11a a 3.11c) muestran configuraciones similares y una gran semejanza con la componente principal de GPCPv2. Todos los pesos de las bases de datos simulados presentan un cierto gradiente latitudinal, no tan evidente en el caso de los datos de satélite (Figura 3.11d). Las Figuras 3.11b y 3.11c correspondientes a NCEP e HIPOCAS tienen máximos situados alrededor del sur de Italia, a diferencia del patrón de GPCPv2 y en consonancia con lo obtenido por Brunetti et al. (2006). Con el fin de tener una medida objetiva de la similitud entre los patrones espaciales de los datos de simulación y de observación, se ha calculado la correlación punto a punto, hallándose valores superiores o iguales a 0,8 (Tabla 3.3). Esta correlación media de 0,8 confirma la capacidad que tienen los modelos para simular el primer patrón

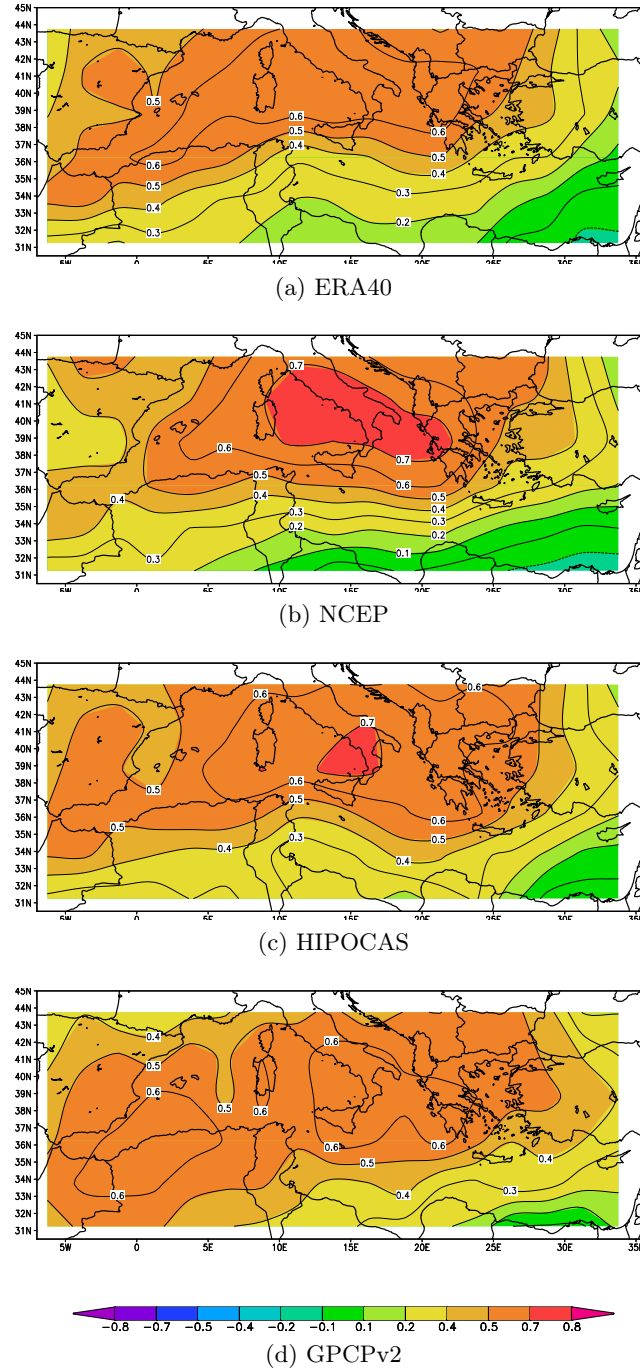


Figura 3.11: Primera componente principal de las anomalías de precipitación media de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).

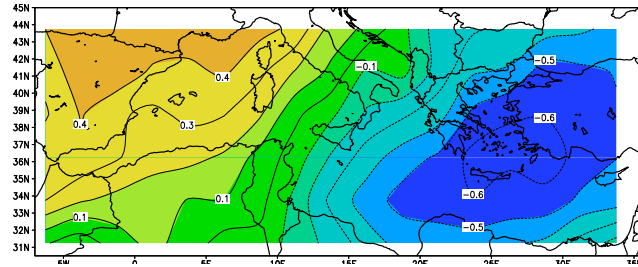
	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	Media
HIPOCAS	0,79	0,96	0,95	0,91	0,85	0,89
NCEP	0,79	0,92	0,89	0,90	0,88	0,88
ERA40	0,81	0,96	0,93	0,93	0,91	0,91
Media	0,80	0,94	0,93	0,91	0,88	

Tabla 3.3: Índices de correlación espacial de los autovectores correspondientes a las tres bases de datos simulados respecto a los datos observacionales de GPCPv2.

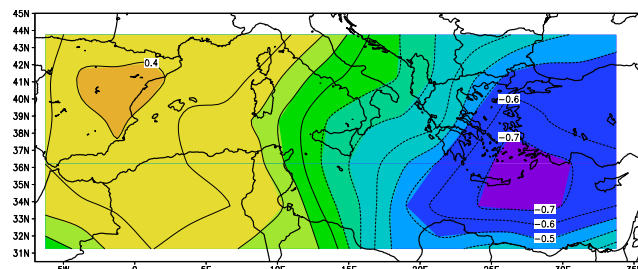
de variabilidad de precipitación.

El patrón de la segunda componente principal de los datos de GPCPv2 explica el 14 % de la varianza total (Tabla 3.2) y está marcado por un claro gradiente con dirección noroeste-sureste según el cual se sitúan los mayores índices sobre el este de la península ibérica (Figura 3.12d). Este patrón de precipitación está relacionado con el régimen de circulación del Oeste que es predominante de octubre a mayo y más activo cuanto más al oeste. La distribución espacial de la segunda componente principal en el caso de los datos generados por modelización tiende a replicar la estructura anteriormente comentada. En este sentido, se trata del patrón con mayor similitud entre datos simulados y observados de las cinco primeras componentes principales, como revelan las correlaciones espaciales obtenidas superiores a 0,9 (Tabla 3.3).

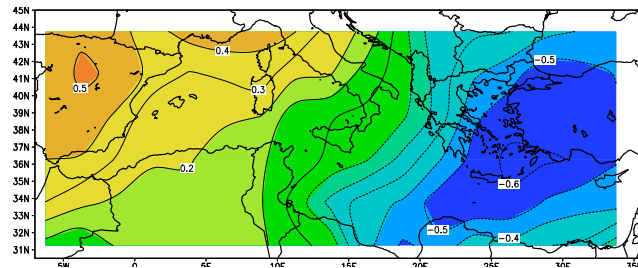
El patrón de la tercera componente principal (Figura 3.13) está relacionada con la precipitación sobre el Mediterráneo occidental y explica alrededor del 10 % de la variabilidad (Tabla 3.2). La estructura espacial de los datos generados por modelos y los de teledetección se caracterizan fundamentalmente por un centro de acción definido por los mayores pesos, situado sobre el norte de Argelia y Túnez. Esta zona suele sufrir episodios de fuertes lluvias en otoño (Maheras, 1988; Sumner et al., 2001). Habitualmente, estas situaciones se deben a vaguadas o depresiones en niveles altos aisladas de la circulación zonal dominante que se sitúan sobre el Mediterráneo occidental (Valero et al., 2004). Estos patrones a gran escala favorecen que las masas de aire a baja altura procedentes del Este interactúen con la topografía costera de las montañas del Atlas y contribuyan a la generación de fuertes precipitaciones sobre Argelia y Túnez (Martín et al., 2006), al tiempo que explican la ausencia de precipitación en la zona más occidental del dominio. De nuevo, los patrones espaciales derivados a partir de GPCPv2 (Figura 3.13d) y los datos simulados (Figuras 3.13a a 3.13c) son muy similares, aspecto que viene refrendado estadísticamente por las muy altas correlaciones espaciales mostradas en la Tabla 3.3.



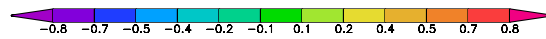
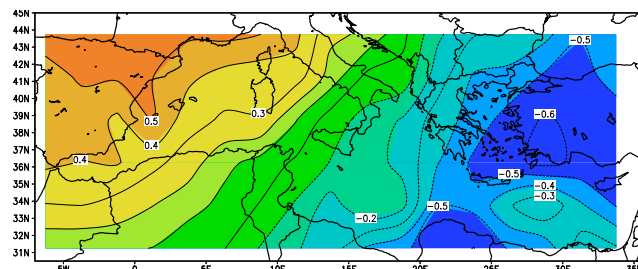
(a) ERA40



(b) NCEP

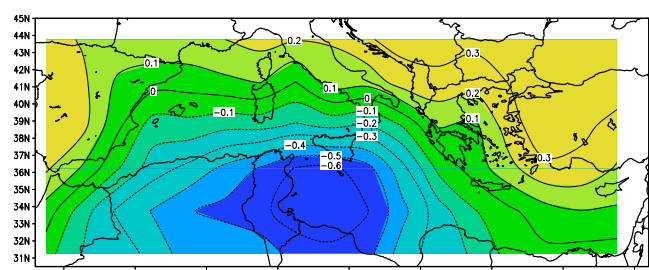


(c) HIPOCAS

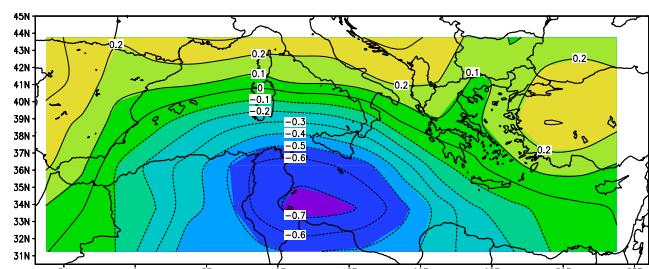


(d) GPCPv2

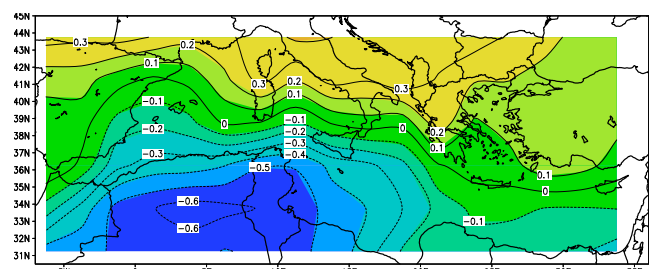
Figura 3.12: Segunda componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).



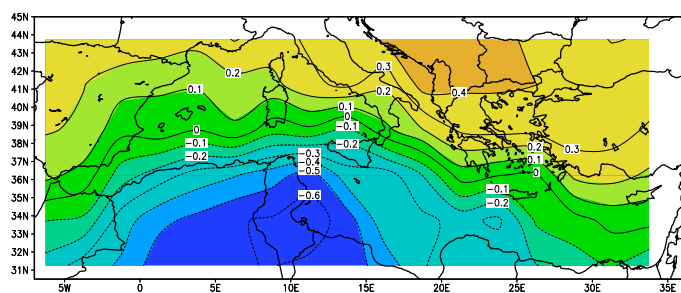
(a) ERA40



(b) NCEP



(c) HIPOCAS



(d) GPCPv2

Figura 3.13: Tercera componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).

La cuarta componente principal explica el 8 % de la varianza total (Tabla 3.2) y está asociada a los regímenes de precipitación (o ausencia de ella) sobre el Adriático (Figura 3.14). El patrón espacial muestra un núcleo de valores elevados centrado sobre el centro y sur de la península itálica así como parte de los Balcanes, disminuyendo conforme nos alejamos de dicha zona. Los coeficientes correspondientes obtenidos de las bases de datos de simulación (Figura 3.14a a 3.14c) presentan patrones similares al referido anteriormente.

Al margen de la influencia de la orografía, los pesos más importantes parecen estar relacionados con la conocida e intensa ciclogénesis del Mediterráneo central que provoca lluvias intensas en invierno al tiempo que desaparece totalmente en verano. Tanto el flanco oriental de los Apeninos como las laderas occidentales de la Cordillera Balcánica facilitan la canalización de masas de aire de origen septentrional que favorecen la inestabilidad convectiva y estimulan los movimientos verticales (Maheras, 1985). La Tabla 3.3 muestra los altos valores de correlación obtenidos, superando 0,90 para todas las bases de datos simulados.

La Figura 3.15 muestra la quinta componente principal, representativa de aproximadamente el 7 % del total de la varianza (Tabla 3.2), que se caracteriza por estar las mitades norte y sur del Mediterráneo en fase. Se aprecia de nuevo un pasillo de valores negativos que discurre del noroeste al sureste y que podría estar ligado a la ciclogénesis del Atlántico nororiental favoreciendo la entrada de precipitación del noroeste hacia el centro del Mediterráneo. Todas las configuraciones de los coeficientes de ponderación muestran grandes similitudes; de hecho, las correlaciones espaciales obtenidas oscilan en torno a 0,9 y dan prueba del muy buen ajuste existente entre las bases de datos simulados y GPCPv2 que ratifica la buena reproducción del citado patrón por parte de los modelos.

Las series temporales de autovalores asociadas a los anteriormente mencionados cinco autovectores de los campos de precipitación simulados y observados presentan una evolución temporal parecida en todos los casos (Figura 3.16). Así, las series temporales de los datos simulados tienen una fluctuación consistente con los datos observados. La comparación entre las parejas de series temporales de datos modelados y observados proporciona en general valores de correlación altos (Tabla 3.4), siendo NCEP la base de datos que presenta los valores más bajos. Estas correlaciones ilustran la ya comentada similitud entre los distintos conjuntos de datos, aunque resaltan también la mejora que supone HIPOCAS respecto al reanálisis global NCEP en términos de variabilidad espacio-temporal (0,80 frente 0,73, respectivamente). En resumen, tanto las correlaciones temporales computadas para cada base de datos, correspondientes a las cinco componentes principales, como la analogía de los patrones espaciales, prueban que los modelos son capaces de reprodu-

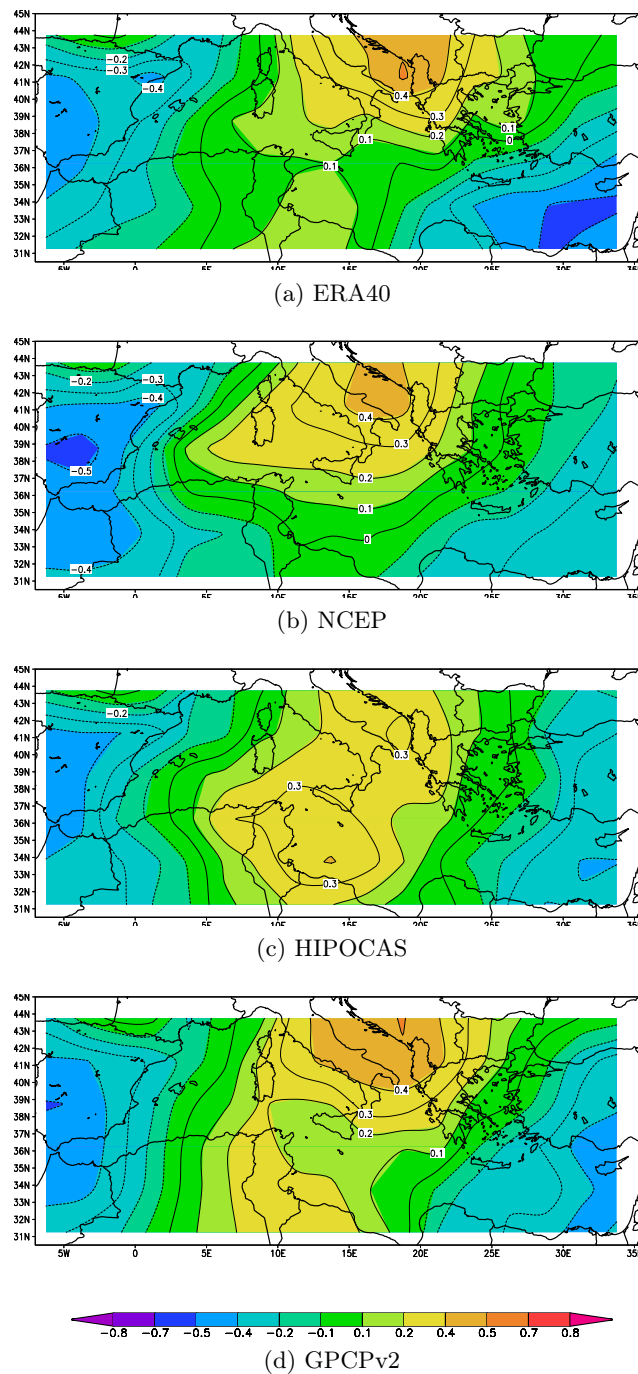
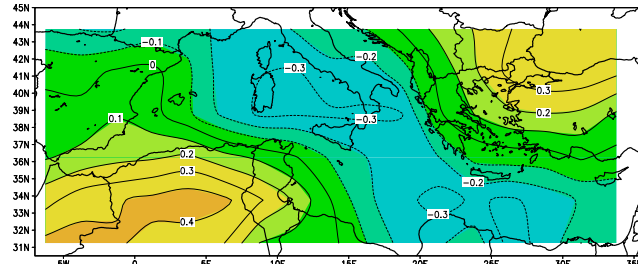
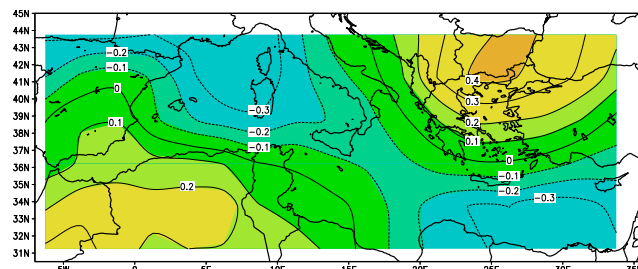


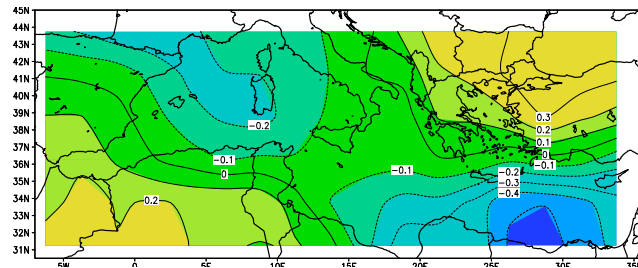
Figura 3.14: Cuarta componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).



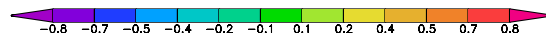
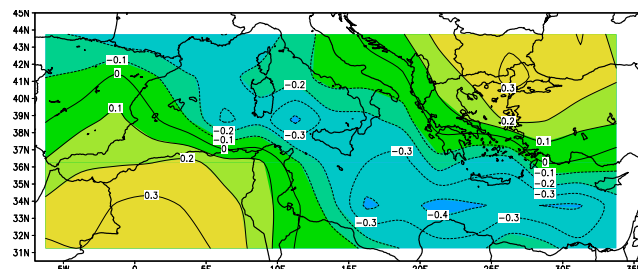
(a) ERA40



(b) NCEP



(c) HIPOCAS



(d) GPCPv2

Figura 3.15: Quinta componente principal de las anomalías de precipitación media mensual de a) ERA40, b) NCEP, c) HIPOCAS y d) GPCPv2 (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°).

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	Media
HIPOCAS	0,89	0,90	0,80	0,82	0,60	0,80
NCEP	0,84	0,80	0,68	0,75	0,57	0,73
ERA40	0,92	0,88	0,87	0,81	0,65	0,83
Media	0,88	0,86	0,78	0,80	0,60	

Tabla 3.4: Índices de correlación temporal de los autovalores correspondientes a las tres bases de datos simulados respecto a los datos observacionales de GPCPv2.

cir adecuadamente la variabilidad de la precipitación sobre el Mediterráneo, siendo este resultado especialmente válido para el *hindcast* HIPOCAS y el reanálisis global ERA40.

3.1.3 Índices de validación

Finalmente, con el objetivo de evaluar el grado de reproducibilidad de la cantidad de precipitación por parte de los reanálisis NCEP y ERA40 y el *hindcast* regional HIPOCAS (Figura 3.17), se ha calculado una serie de índices de validación (*skill scores*). Para ello se ha generado una tabla de contingencias (Tabla 3.5) (Hamill, 1999) que contabiliza los siguientes casos:

- (1) el número de puntos espaciales en los que tanto la observación como el dato simulado superan un determinado umbral (aciertos o *hits* en inglés, H)
- (2) el número de puntos espaciales en los que los datos simulados son inferiores a ese umbral y los observados lo superan (fallos o *miss*, M)
- (3) el número de puntos espaciales en los que los datos simulados superan el umbral mientras que la observación es inferior a él (falsas alarmas, F)
- (4) el número de puntos espaciales en los que tanto los datos simulados como los observados son inferiores al umbral (no-eventos correctos, Z).

A partir de los casos de la tabla de contingencia descrita, se han utilizado los siguientes índices: *Bias Score (BIA)*, *False Alarm Rate (FAR)* y *Equitable Threat Score (ETS)* (Hanssen y Kuipers, 1965; Schaefer, 1990), que se formulan como sigue.

El índice de validación BIA o sesgo de frecuencia se define como el número de eventos predichos dividido por el número de eventos observados

$$BIA = \frac{H + F}{H + M} \quad (3.3)$$

considerándose evento aquél en el que la precipitación supera un determinado umbral.

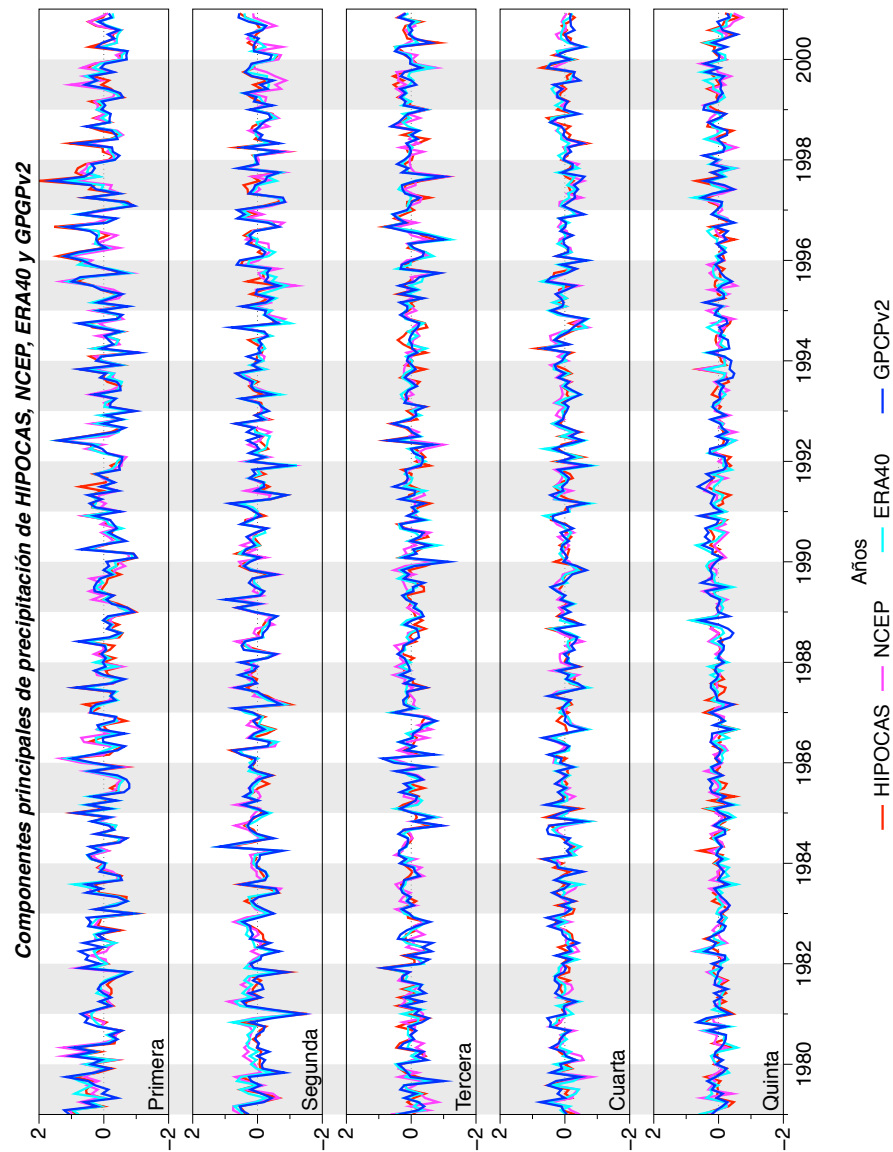


Figura 3.16: Series temporales de los autovalores asociados a las componentes principales de las anomalías de precipitación media mensual para cada una de las bases de datos (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: $2,5^\circ$).

	Observado SI	Observado NO
Modelizado SI	H	F
Modelizado NO	M	Z

Tabla 3.5: Tabla de contingencia.

De este modo, el índice BIA vale 1 cuando el número de eventos predichos coincide con el de eventos acaecidos. Valores de BIA superiores a 1 indican una sobrestimación de los eventos, mientras que valores menores que 1 significan que el modelo analizado subestima la frecuencia de eventos.

El índice FAR es la ratio entre el número de no-eventos considerados por el modelo como eventos y el número total de predicciones, siendo 0 el índice óptimo

$$FAR = \frac{F}{H + F} \quad (3.4)$$

Finalmente, el índice ETS se formula mediante la siguiente expresión

$$ETS = \frac{H - a_r}{H + F + M - a_r} \quad (3.5)$$

donde a_r , se define como

$$a_r = \frac{(H + F)(H + M)}{H + F + M + Z} \quad (3.6)$$

El índice ETS pone énfasis en el número de eventos que realmente acontecen, corrigiéndolos con a_r , que representa el número de eventos correctamente predichos de forma aleatoria. Un valor de ETS igual a 1 señala una predicción perfecta mientras que un valor nulo es interpretado como predicción aleatoria.

Como se ha venido realizando hasta ahora, se han comparado los datos procedentes de modelos con datos de satélite a 2,5° de resolución, aunque conviene señalar que la utilización de GPCPv2 como referencia resulta más fiable para verificar distribuciones o patrones espaciales que para evaluar cuán precisos son los modelos a la hora de simular cantidades totales de precipitación.

Un primer análisis de los índices de sesgo BIA muestra que HIPOCAS, NCEP y ERA40 presentan valores menores que 1, lo que corresponde a estimaciones más bajas de los valores de GPCPv2 (Figura 3.17). Asimismo, cabe destacar que de nuevo las curvas de BIA corroboran la sorprendente similitud entre HIPOCAS y ERA40 ya detectada en los patrones de RMSE (Figura 3.6) y en los diagramas de dispersión (Figura 3.7).

En lo referente al índice FAR, HIPOCAS y ERA40 muestran mejores resultados que NCEP y minimizan el impacto de las falsas alarmas. Todas las bases de datos analizadas presentan mayor número de falsas alarmas a medida que el umbral se incrementa. De nuevo se observa cierta similitud entre los patrones de HIPOCAS y ERA40, lo que puede estar relacionado con la dispersión de las respectivas nubes de puntos analizadas con anterioridad (Figura 3.7).

El índice de validación ETS está relacionado con la precisión en la predicción de la intensidad de precipitación. De acuerdo con este índice, se obtiene una predicción perfecta cuando se logra un valor igual a 1. Como se puede apreciar en la Figura 3.17, todos los conjuntos de datos presentan valores de ETS similares a lo largo del rango de umbrales, alcanzándose los máximos (entre 0,45 y 0,50) para bajos umbrales de precipitación (entre 20 y 30 mm mes⁻¹). En el caso de precipitaciones superiores a 60 mm mes⁻¹ el *hindcast* HIPOCAS logra mejores índices ETS, superando al obtenido para los reanálisis NCEP y ERA40.

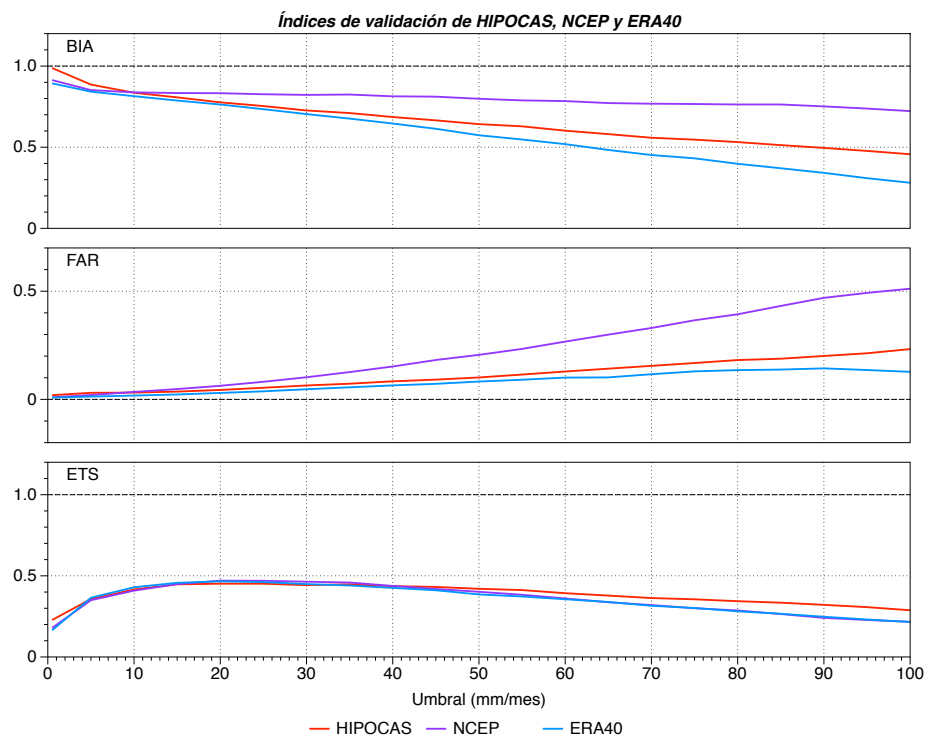


Figura 3.17: Índices de validación BIA, FAR y ETS de HIPOCAS, NCEP y ERA40 respecto a GPCPv2, referidos a la precipitación media mensual (cobertura temporal: 1979-2000; resolución espacial: 2,5°). La línea discontinua señala el valor óptimo para cada índice. En el eje de abscisas se representan los umbrales de precipitación mensual en mm mes⁻¹.

3.1.4 Impacto de la resolución espacial

Como se comentó inicialmente, las comparaciones anteriores se realizaron empleando una resolución espacial común de 2,5° (la original de GPCPv2) para preservar toda la información de los datos de satélite usados como referencia. No obstante, esta metodología implica inevitablemente una alteración

en los datos de los *hindcasts* que tienen mayor resolución. La interpolación de mayor a menor resolución espacial suaviza las estructuras espaciales de menor escala y los posibles máximos existentes, con la consiguiente pérdida de información. Este factor cobra especial relevancia si se pretende emplear los datos de *hindcasts* a la máxima resolución posible, como ocurre en simulaciones oceánicas. En dichas simulaciones se fuerzan los modelos de océano con variables atmosféricas a alta resolución espacial, requisito necesario si se pretende resolver de manera realista los fenómenos oceánicos que se producen generalmente a escalas espaciales más pequeñas. En este último caso se actúa por tanto a la inversa de lo efectuado hasta ahora, interpolando los forzamientos atmosféricos a una resolución más alta.

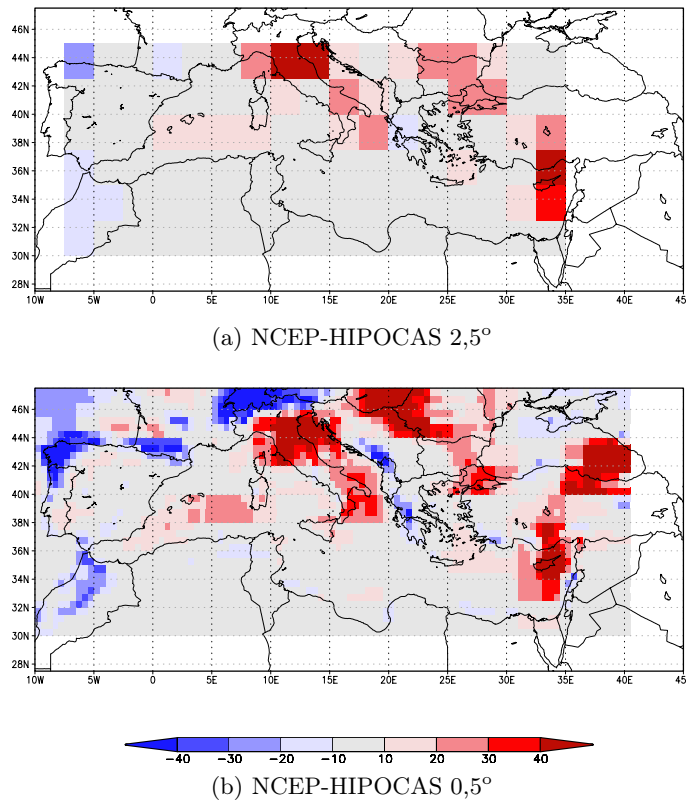


Figura 3.18: Sesgos de precipitación media mensual para el periodo 1979-2000 entre NCEP e HIPOCAS a a) 2,5° y b) 0,5° de resolución espacial (mm).

Por todo ello, con el fin de completar este trabajo de validación de las bases de datos de precipitación sobre zonas marítimas, resulta conveniente evaluar el impacto que supone interpolar a una resolución más fina que la original. Con ese objetivo, se realiza a continuación un análisis basado esta vez en el uso de datos atmosféricos interpolados a resoluciones más al-

tas. Se presentan comparaciones de HIPOCAS con su forzamiento NCEP, tanto a la resolución más baja utilizada en el estudio, correspondiente a la malla original de GPCPv2 ($2,5^\circ$), como a la más alta correspondiente a la resolución original del *hindcast* ($0,5^\circ$), con el fin de resaltar las limitaciones inherentes al uso de datos de malla más gruesa. La utilización de HIPOCAS como referencia se debe a que los métodos de reducción de escala dinámica empleados en él han demostrado ser válidos para simular correctamente los mencionados patrones atmosféricos mesoescalares en áreas del Mediterráneo (Sotillo et al., 2006).

Como cabría esperar, aparecen diferencias entre los sesgos de NCEP respecto a HIPOCAS calculados a $2,5^\circ$ y los obtenidos a $0,5^\circ$ (Figura 3.18b). Las mayores discrepancias se concentran alrededor de las zonas costeras y montañosas, siendo los patrones mucho mejor definidos en el campo espacial a $0,5^\circ$. Esto es debido a que la precipitación en el Mediterráneo presenta patrones mesoescalares ligados a la escala de los sistemas atmosféricos involucrados y a los detalles de pequeña escala de la topografía mediterránea, que son representados de manera más fidedigna a esta resolución espacial. Las apreciables diferencias a lo largo de la línea de costa y de las cordilleras montañosas se deben también a que la precipitación y demás flujos superficiales involucrados se comportan de modo diverso dependiendo de las propiedades superficiales dinámicas y térmicas, características que solo pueden representarse correctamente a una resolución suficientemente alta. Así, tal y como se muestra en la Figura 3.18b, las celdillas de $2,5^\circ$ no son capaces de captar los detalles más finos expuestos en el campo a $0,5^\circ$, en el cual el sesgo negativo está más localizado y concentrado fundamentalmente en tierra, evidenciando de este modo los inconvenientes de la baja resolución. El campo del sesgo a $0,5^\circ$ afina por tanto el patrón del sesgo a $2,5^\circ$ y muestra valores distribuidos irregularmente sobre todo el dominio, siendo en general positivos excepto en las zonas montañosas como los Pirineos, los Balcanes, el Atlas y los Alpes, que se difuminan a menor resolución.

En este punto, cabe destacar el bajo sesgo existente entre ERA40 e HIPOCAS, ligeramente negativo, cuya distribución a $0,5^\circ$ presenta diferencias básicamente en tierra, siendo éstas mínimas sobre zonas marítimas (Figura 3.19a). Dicha semejanza entre HIPOCAS y ERA40 a $0,5^\circ$ sobre áreas de mar abierto se ve claramente reflejada en los ciclos anuales como puede observarse en la Figura 3.19b, y, cómo ya se ha dicho, se debe probablemente al hecho de que los modelos empleados para generar tales bases de datos comparten las mismas parametrizaciones de microfísica (Sundqvist, 1978) y cúmulos (Tiedtke, 1989). Tales esquemas, y no los factores orográficos, gobiernan la precipitación sobre estas zonas. Esto pone de relieve la importancia de mejorar los esquemas relacionados con la precipitación junto con el aumento de resolución espacial y temporal.

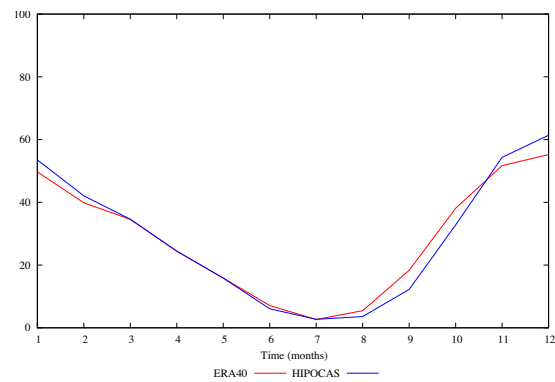
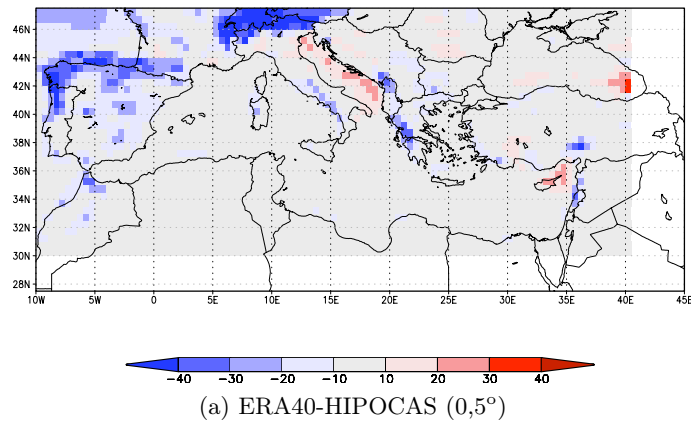


Figura 3.19: a) Sesgo de precipitación media mensual para el periodo 1979-2000 entre ERA40 e HIPOCAS a 0,5° de resolución (mm). b) Ciclo anual de ERA40 e HIPOCAS sobre zonas marítimas computado a partir de datos a 0,5° de resolución (mm mes^{-1}).

Se ha puesto de manifiesto que las limitaciones de los datos de teledetección como GPCPv2 inherentes a la corta longitud temporal de los mismos pueden suplirse con los conjuntos de datos de precipitación generados mediante modelos. A ello se añade que los datos que representan la realidad con absoluta fiabilidad son escasos, de ahí que HIPOCAS y ERA40 constituyan bases de datos simulados adecuadas para realizar estudios de precipitación a largo plazo sobre la cuenca mediterránea, en particular sobre zonas marítimas, siendo NCEP el conjunto de datos menos consistente en esa región. No obstante, en zonas costeras en las que la orografía juega un papel más significativo, HIPOCAS podría ser más apropiada debido al valor añadido asociado a la alta resolución que ya ha sido probado frente a reanálisis globales en trabajos mencionados con anterioridad (Sotillo et al., 2006). Su uso en estudios climáticos regionales en el Mediterráneo es por tanto ventajoso, especialmente en áreas específicas lastradas por la falta de observaciones *in situ* y por su compleja topografía tales como las zonas costeras.

3.2 Evaporación neta: balance E-P

En la sección anterior se ha analizado la precipitación para la cuenca mediterránea. Sin embargo, los modelos baroclínicos de océano son forzados con el flujo de agua dulce definido como la diferencia entre la evaporación (E) por un lado y la precipitación (P) y escorrentía (R) por otro. De ahí que el análisis exclusivo de la precipitación sea obviamente incompleto para evaluar la idoneidad del uso de una determinada base de datos atmosférica como forzamiento de agua dulce en una simulación oceánica. Las variaciones de este balance superficial de agua pueden repercutir de forma importante en el mar Mediterráneo puesto que inducen cambios transitorios de densidad que pueden llegar a modificar la circulación termohalina en la zona.

Si bien la influencia del término de escorrentía no es despreciable en el balance hídrico total del Mediterráneo, en el caso que nos ocupa, más centrado en el análisis de forzamiento atmosférico, se analizará únicamente el balance parcial entre evaporación y precipitación, que denominaremos balance de evaporación neta E-P.

Como ya se ha señalado, el mar Mediterráneo presenta la particularidad de estar rodeado en su práctica totalidad por zonas terrestres, estando conectado a otras zonas marítimas únicamente a través de los estrechos de Gibraltar y del Bósforo. Este hecho implica que el déficit de agua por exceso de evaporación que se registra globalmente sobre el Mediterráneo es compensado con el aporte de agua a través de Gibraltar, de acuerdo con la ecuación 3.1, que recordemos es

$$G = E - P - R - N \quad (3.7)$$

donde G era el aporte de agua por Gibraltar, E la evaporación, P la precipitación, R el término de escorrentía y aporte de agua dulce de los ríos y N el flujo entrante del mar Negro en el Mediterráneo.

De acuerdo con los resultados de Tomczak y Godfrey (1994), el término R aporta 140 mm año^{-1} . Según Mariotti et al. (2002), este término se estima en aproximadamente 100 mm año^{-1} , equivalente a $8000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ si se asume que la superficie del mar Mediterráneo es de $2,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$, mientras que el flujo entrante N desde el mar Negro oscila entre 75 y 80 mm año^{-1} . Estos dos últimos parámetros se introducen habitualmente en las integraciones climáticas oceánicas como datos climatológicos, en las que se incluye normalmente el aporte del mar Negro a través del Bósforo en el término de descarga de ríos.

El presente análisis se centra en el estudio de la base de datos simulados HIPOCAS que se usará como forzamiento atmosférico en las simulaciones de océano descritas en el capítulo 5. Asimismo, con el fin de evaluar el valor añadido de esta última base de datos y de modo similar a como se ha realizado en la sección de precipitación 3.1, se incluye en el análisis una comparación con el reanálisis NCEP, cuyos datos se emplearon para generar el conjunto HIPOCAS (Ratsimandresy et al., 2008). Para obtener el campo E-P de los conjuntos de datos, se ha computado la diferencia entre los datos de evaporación y precipitación de HIPOCAS y NCEP restringiendo el estudio a las zonas marítimas mediterráneas y dejando fuera las continentales.

En un primer momento, se planteó utilizar como referencia para las comparaciones un valor de E-P obtenido a partir de una combinación de datos de evaporación de NOC (Josey et al., 1998) con datos de precipitación de GPCPv2, manteniendo así la consistencia interna con el análisis de precipitación previamente presentado en la sección 3.1. Sin embargo, tal y como señalan en un estudio reciente Sánchez-Gómez et al. (2011), la combinación de estos datos no satisface el equilibrio hídrico que tiene lugar en el mar Mediterráneo anteriormente definido (Ecuación 3.7) al subestimar los valores reales. Por ello, se ha decidido finalmente emplear los datos más recientes de la versión 3.2 de HOAPS (Karsten et al., 2012) generada a partir de un nuevo compendio de datos de satélite que, a pesar de no cubrir los mares Adriático y Egeo y subestimar ligeramente la precipitación al no considerar las cantidades menores que $0,1 \text{ mm h}^{-1}$, cuenta con las ventajas de ser un producto homogéneo a lo largo del periodo que abarca y tener una resolución de $0,5^\circ$ idéntica a la del *hindcast* HIPOCAS. Los datos observados cubren el periodo entre julio de 1987 y 2008, por lo que la comparación del balance E-P se ha circunscrito al intervalo de tiempo entre 1988 y 2000. Merece la pena señalar que las discrepancias existentes entre los productos climatológicos ponen de manifiesto que su uso como referencia debe manejarse con cautela, al presentar limitaciones ligadas a la escasez de datos disponibles para ge-

Bases de datos de E-P (mm año^{-1})	Media	Amplitud
HIPOCAS	866	934
NCEP	876	608
HOAPS-3.2	884	1002

Tabla 3.6: Valores del ciclo anual de E-P en el mar Mediterráneo, desde 1988 hasta 2000. Comparación realizada sobre una malla común (no incluye los mares Adriático y Egeo) a $0,5^\circ$ de resolución espacial para el periodo 1988-2000.

nerarlos. Por tanto, hay que tener presente que los resultados comparativos con climatologías siempre presentan cierto grado de incertidumbre asociado a las propias discrepancias. Se dan más detalles acerca de la base de datos HOAPS-3.2 en el apéndice A.

Tal y como se puede constatar en la Tabla 3.6, tanto HIPOCAS como NCEP presentan valores promedio de E-P para todo el Mediterráneo inferiores a los derivados de las observaciones de HOAPS-3.2. Concretamente, HIPOCAS subestima ligeramente el valor de E-P en 18 mm año^{-1} , mientras que el reanálisis global NCEP rebaja en 8 mm año^{-1} la media de referencia (Tabla 3.6). No obstante, es importante señalar que la elección de los datos y periodo de referencia usados en el estudio comparativo condicionan los resultados obtenidos. En un estudio comparativo similar –aunque con modelos del proyecto ENSEMBLES, y resoluciones y periodos distintos– Sánchez-Gómez et al. (2011) muestran que los modelos analizados en dicho trabajo subestiman en mayor grado el balance E-P y que el sesgo computado depende de las observaciones escogidas como referencia. Así, la E-P media de los modelos es de 812 mm año^{-1} frente a los 881 mm año^{-1} estimados por HOAPS-3.0 (Andersson et al., 2010) o los 834 mm año^{-1} de la combinación formada por evaporación de NOC (Josey et al., 1998) y precipitación de HOAPS-3.0.

La Figura 3.20 muestra el ciclo anual de E-P promediado espacialmente en el mar Mediterráneo para el *hindcast* HIPOCAS y el reanálisis NCEP, así como el rango de valores alcanzados a lo largo del periodo 1988-2000. Analizando el promedio de los ciclos anuales se observa que el máximo anual suele tener lugar en torno a los meses de agosto, septiembre y octubre –cuando prevalecen las mayores tasas de evaporación–, al tiempo que los mínimos anuales acontecen en mayo. En el caso concreto del ciclo obtenido a partir de HOAPS-3.2 el máximo se presenta en agosto, mientras que, tal y como se ha mencionado, los valores medios más bajos se suelen registrar en el mes de mayo debido a la mayor tasa de precipitación en esta época del año. Sin embargo, debido a la alta variabilidad interanual, el mínimo puede verse desplazado al mes de marzo y el máximo anual a septiembre. El aná-

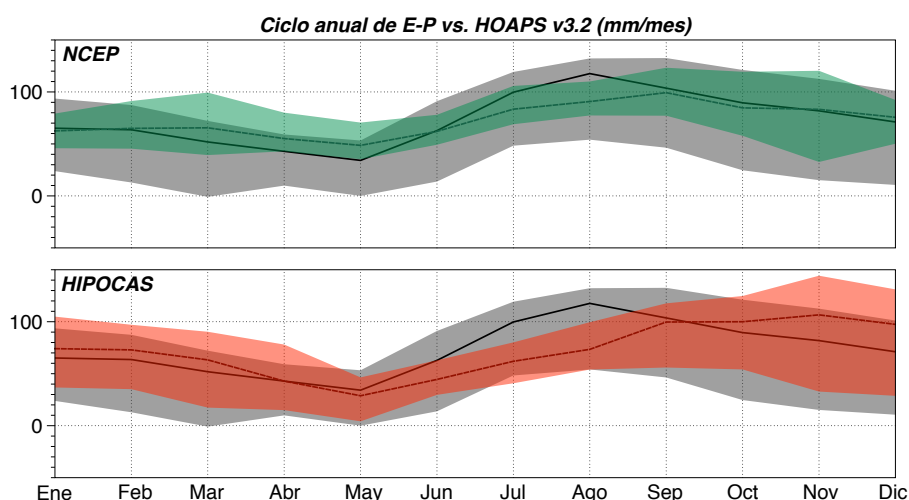


Figura 3.20: Ciclo anual de E-P en el mar Mediterráneo, entre 1988 y 2000, obtenido a partir de datos HIPOCAS (naranja), NCEP (verde) y HOAPS-3.2 (gris). En sombreado se muestra el rango cubierto por todos los ciclos anuales de las bases de datos para el periodo mencionado y la línea continua representa la media de todos los ciclos anuales. Los datos se expresan en mm mes^{-1} .

Bases de datos	Anual	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
HIPOCAS	0,71	0,70	0,80	0,70	0,68
NCEP	0,61	0,64	0,68	0,67	0,55

Tabla 3.7: Índices de correlación de anomalía mensual de E-P promediada espacialmente en el mar Mediterráneo (periodo 1988-2000), de HIPOCAS y NCEP respecto a HOAPS-3.2.

lisis para los conjuntos de datos simulados arroja ciertas diferencias en el caso de los valores máximos, dando NCEP los valores más altos de E-P en septiembre, mientras que en HIPOCAS éste se desplaza a noviembre. Este desplazamiento es debido fundamentalmente a un máximo absoluto de 144 mm mes^{-1} obtenido en noviembre de 1995, constituyendo en general noviembre el mes de mayor dispersión en toda la serie de HIPOCAS. En cuanto a la amplitud del ciclo anual medio, ni HIPOCAS ni NCEP alcanzan los 1002 mm año^{-1} de las observaciones de HOAPS-3.2, aunque HIPOCAS se acerca mucho más a ese valor que NCEP que lo subestima de forma notable (sólo 608 mm año^{-1} por 934 mm año^{-1} de HIPOCAS) (Tabla 3.6).

A pesar de que la evaporación neta exhibe un claro ciclo estacional (obtenido tanto de los datos observados como de los datos simulados), presenta

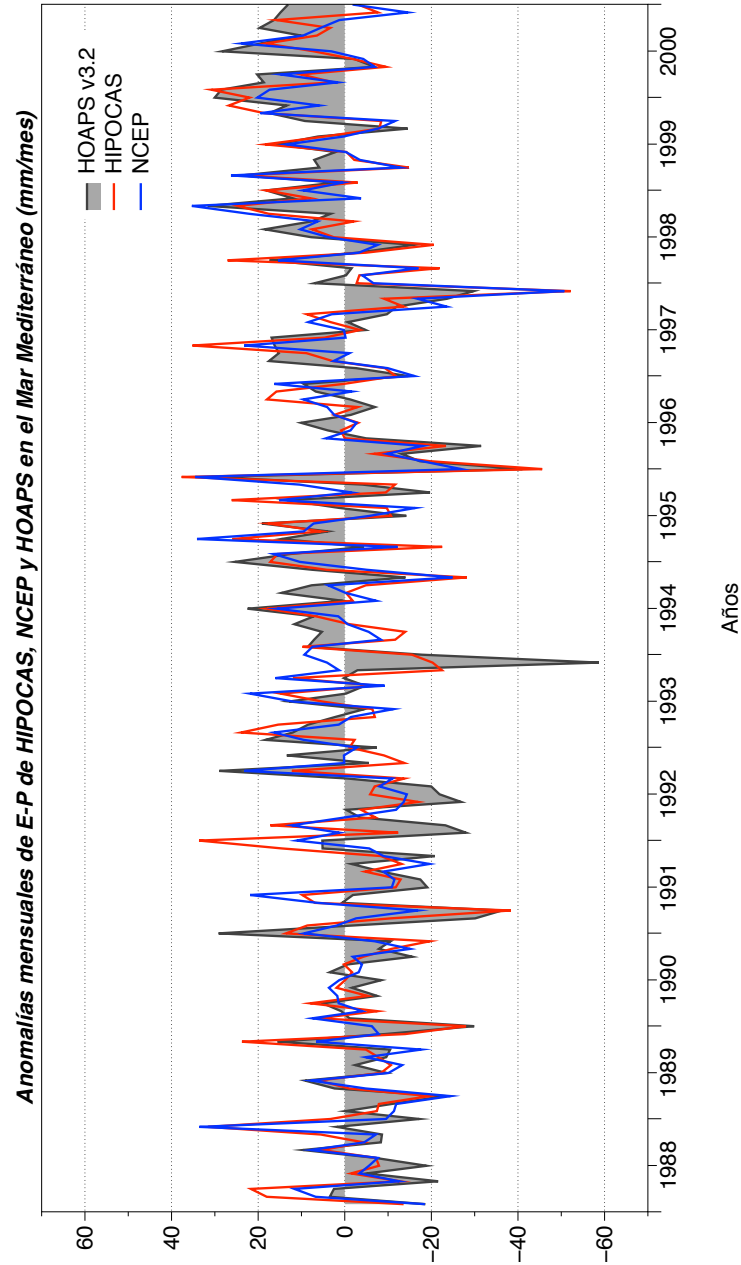


Figura 3.21: Serie temporal de anomalía mensual de E-P promediada para todo el mar Mediterráneo, entre 1988 y 2000, obtenida a partir de las bases de datos HIPOCAS, NCEP y HOAPS-3.2 (Los datos se expresan en mm mes^{-1}).

también variaciones transitorias, las cuales pueden repercutir sobre zonas marítimas en alteraciones de las características de la masa de agua modificando la salinidad de las aguas superficiales. Con el fin de evaluar las variaciones temporales interanuales, se han extraído las series de anomalías mensuales de HOAPS-3.2, HIPOCAS y NCEP, eliminando su ciclo anual y promediando espacialmente éstas sobre el Mediterráneo. En términos generales existe un mayor grado de similitud entre la variabilidad intermensual de la evaporación neta simulada por HIPOCAS y la obtenida de HOAPS-3.2 (Figura 3.21). HIPOCAS presenta índices de correlación superiores a 0,70, con un máximo de 0,80 en primavera y un mínimo de 0,68 en otoño (Tabla 3.7). Por el contrario, la correlación de las anomalías del reanálisis global NCEP respecto a las observaciones es menor, tanto en el cómputo anual como estacionalmente, no superando en ningún caso 0,68 con un mínimo de 0,55 en otoño. De estos resultados se desprende que el *downscaling* dinámico realizado a partir del reanálisis global NCEP que constituye el *hindcast* HIPOCAS, aporta un claro valor añadido cuando se trata de reproducir de forma adecuada la variabilidad mensual de la evaporación neta. Este balance E-P, y su variabilidad en el largo plazo, es esencial a la hora de aplicar condiciones de contorno superficiales realistas en modelos de circulación oceánica, dado que, como se ha señalado, las variaciones transitorias de la evaporación neta pueden acarrear cambios determinantes en la densidad del agua de las capas más superficiales que afectan a la flotabilidad y a las condiciones de estabilidad de la columna de agua.

Centrándonos ahora en la distribución estadística de los datos del *hindcast* HIPOCAS y del reanálisis global NCEP promediados para todo el mar Mediterráneo y en comparación con las observaciones HOAPS-3.2, se aprecia que anualmente la evaporación neta de los tres conjuntos de datos tiende a seguir aproximadamente una distribución normal (Figura 3.22). En ese caso, las medianas de HIPOCAS y NCEP son muy parecidas a la obtenida a partir de HOAPS-3.2, tal y como muestran los diagramas de cajas de la figura en cuestión. El rango intercuartílico (proporcional a la altura de las cajas) es también bastante similar, aunque ligeramente más amplio en el caso de HOAPS-3.2 que en los datos simulados (siendo mayor el del *hindcast* regional que el del reanálisis global).

El análisis por estaciones arroja diferencias más marcadas. En los meses invernales (diciembre, enero y febrero) las observaciones de HOAPS-3.2 se distribuyen normalmente, aunque con mayor concentración de valores anómalos en la cola inferior de la distribución relacionado principalmente con eventos transitorios de precipitación intensa (Figura 3.22b). NCEP e HIPOCAS muestran una distribución similar, aunque más simétrica y con tendencia a la sobrestimación de la evaporación neta por parte de HIPOCAS en los valores medios. En primavera, según se desprende de los diagramas de la Figura 3.22c, la distribución de E-P de los tres conjuntos de datos presenta

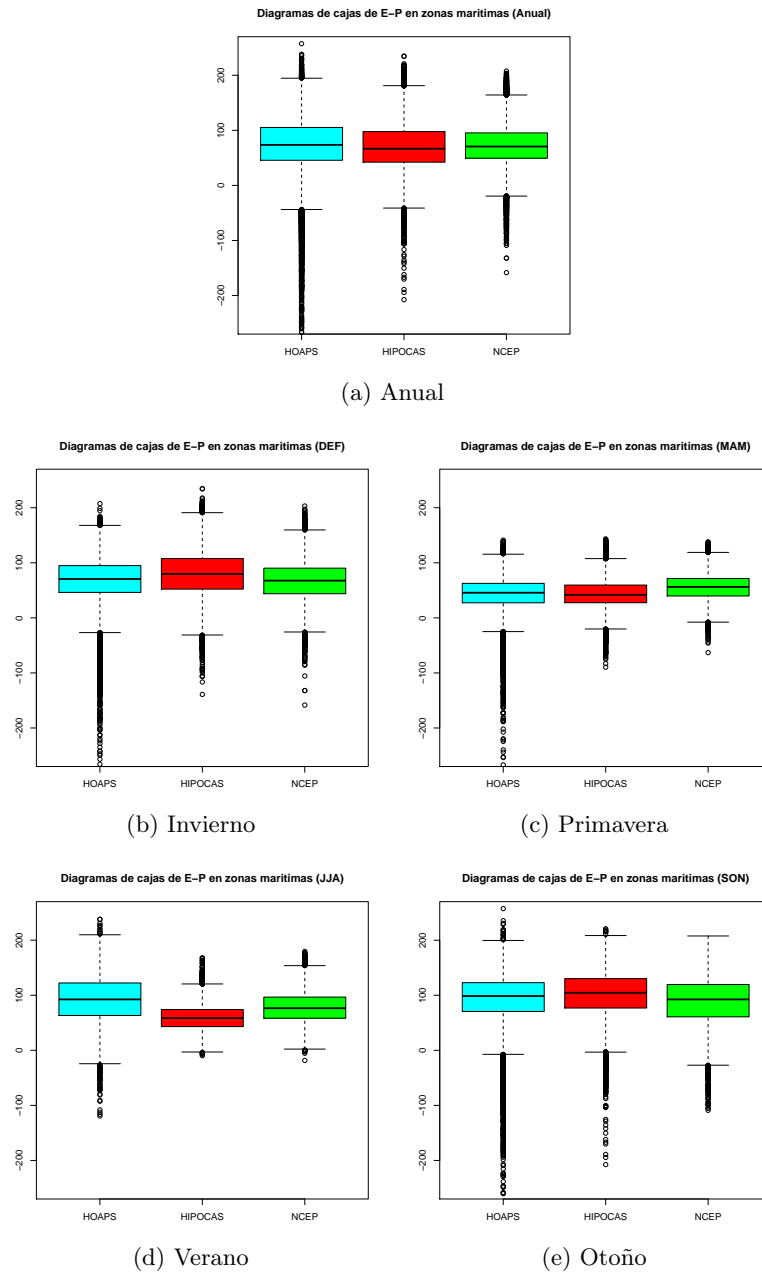


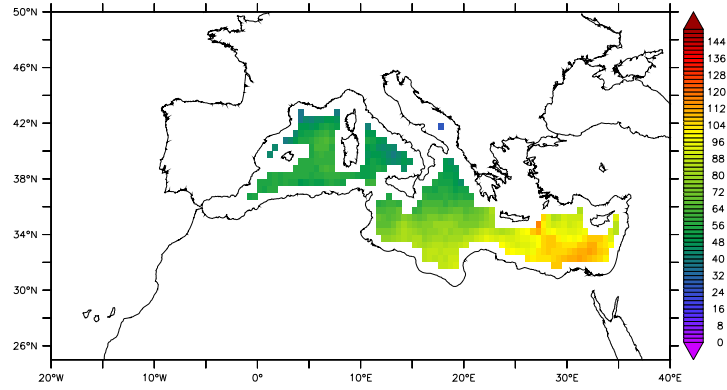
Figura 3.22: Diagramas de cajas del balance E-P en el mar Mediterráneo sobre el periodo 1988-2000 (en mm mes^{-1}), tanto para el periodo completo (a), como para las distintas estaciones (b, c, d, e). Estos diagramas de cajas muestran la mediana (línea gruesa negra), el rango intercuartílico entre los percentiles 25 y 75 (zona en color), los percentiles 10 y 90, y los valores anómalos (círculos negros) inferiores y superiores a estos percentiles, respectivamente.

mayor curtosis, siendo HIPOCAS el que más se asemeja a HOAPS-3.2 a pesar de contar con una cola inferior más reducida que en las observaciones. En verano, el aspecto más reseñable es que HIPOCAS subestima la evaporación neta observada de forma evidente, resultado que se debe fundamentalmente al desplazamiento de su máximo anual a los meses de otoño al contrario de lo que ocurre con HOAPS-3.2 (Figura 3.20). Este sesgo negativo es menos marcado en el caso de NCEP. Asimismo, ambos conjuntos de datos modelizados se caracterizan por una dispersión de los datos en verano menor que la exhibida por las observaciones para esta estación. Finalmente, para la estación otoñal HIPOCAS se distribuye de forma semejante a como lo hacen las observaciones de HOAPS-3.2, a diferencia de NCEP, que se caracteriza por una mayor dispersión pero valores anómalos inferiores en valor absoluto.

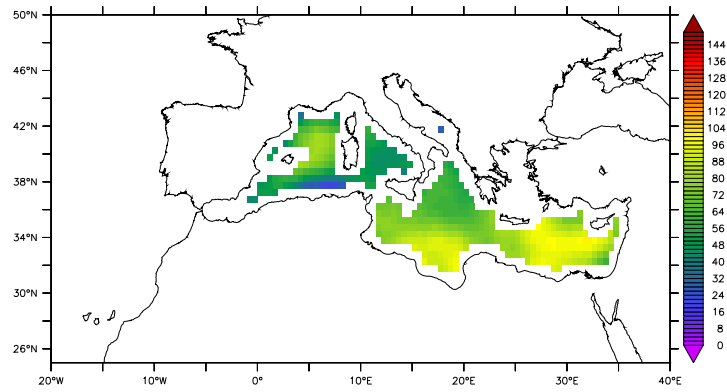
Hasta ahora hemos analizado la evaporación neta referida como un promedio espacial sobre el mar Mediterráneo en conjunto. A continuación, nos centraremos en la distribución espacial de la misma y en como los datos HIPOCAS y del reanálisis NCEP reproducen los patrones espaciales regionales de E-P.

Desde el punto de vista de la distribución espacial de la evaporación neta media, HOAPS-3.2 exhibe un gradiente entre el Mediterráneo suroriental y el oeste del dominio con valores superiores a 100 mm mes^{-1} en el mar Levantino (Boukthir y Barnier, 2000), mientras que en el mar Tirreno y frente a las costas francesas y catalanas, la E-P alcanza 40 mm mes^{-1} (Figura 3.23a). Tanto HIPOCAS como NCEP reproducen de forma realista el mencionado gradiente, aunque con matices (Figuras 3.23b y 3.23c). HIPOCAS sitúa correctamente el núcleo máximo del mar Levantino que, sin embargo, aparece más escorado hacia el Oeste en el caso de NCEP. En cambio, en el Mediterráneo occidental HIPOCAS intensifica una zona de máximos relativos localizada entre las Islas Baleares y Cerdeña, que en HOAPS-3.2 aparece mucho más tenue, al igual que en NCEP. Este exceso de E-P en los datos HIPOCAS podría explicarse en parte por la escasa precipitación que presenta en dicha área (Figura 3.4) si se compara con los datos de NCEP o con los datos de satélite de GPCPv2. A pesar de todo ello, cabe señalar que la E-P media para toda la cuenca de HIPOCAS es mayor que la de NCEP y se aproxima bastante más al promedio computado para HOAPS-3.2.

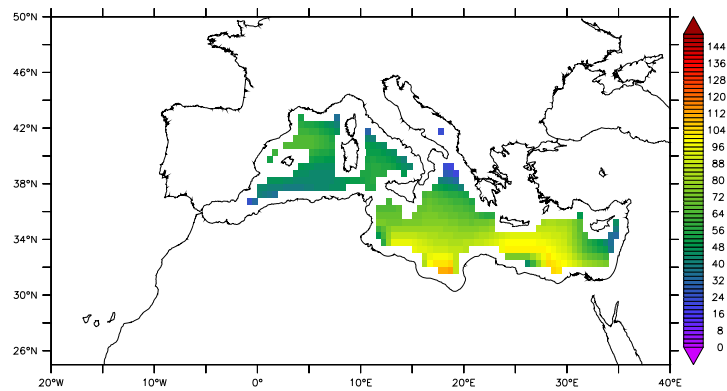
Las diferencias entre los distintos conjuntos de datos se hacen más palpables cuando se analiza la desviación estándar en términos espaciales (Figura 3.24). Los datos observados muestran en general mayor variabilidad, con un máximo localizado en la zona del mar Jónico (Figura 3.24a), rasgo que se intuye mucho más levemente en HIPOCAS (Figura 3.24b). Esta elevada variabilidad temporal en la zona puede estar ligada a la variabilidad de la propia precipitación, dado que uno de los patrones habituales en invierno es la aparición de ciclogénesis en esa región (Figura 3.14), como ya se ha



(a) HOAPS



(b) HIPOCAS



(c) NCEP

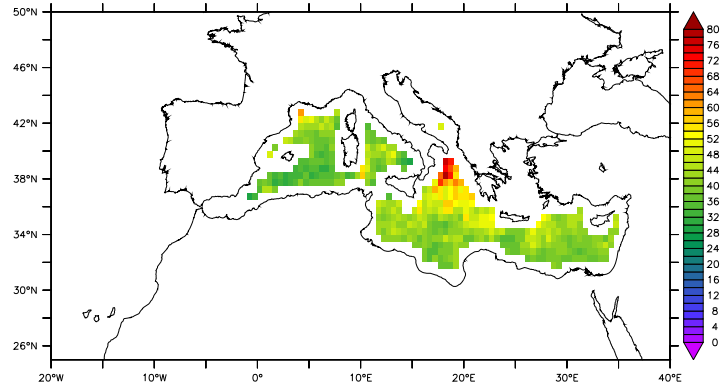
Figura 3.23: Media de la evaporación neta E-P de a) HOAPS-3.2, b) HIPOCAS y c) NCEP para el periodo 1988-2000 (Resolución horizontal: 0,5°; datos en mm mes^{-1}).

descrito en la sección 3.1.2. En cambio, la desviación estándar de NCEP es claramente menor y se distribuye espacialmente de forma distinta, situando los valores más altos en el extremo del Mediterráneo oriental (Figura 3.24c).

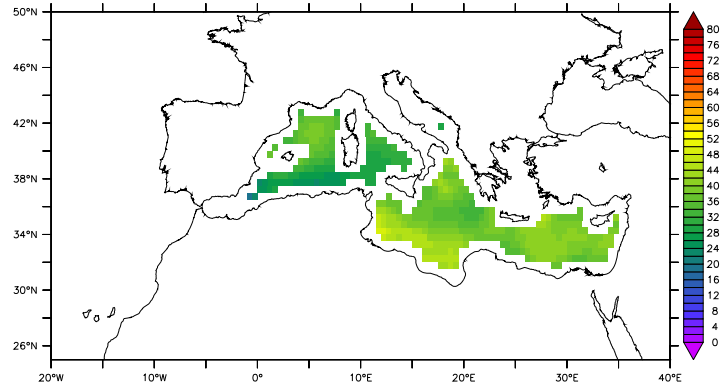
La Figura 3.25 muestra el sesgo medio en E-P obtenido a partir del *hindcast* HIPOCAS y del reanálisis global NCEP con respecto a las observaciones HOAPS-3.2, para el periodo analizado 1988-2000 y por estaciones. Ambas bases de datos simulados comparten un patrón de sesgo similar, marcado por la subestimación de la evaporación neta en el Mediterráneo suroriental y frente a las costas argelinas, y por una sobrestimación de la misma en el Mediterráneo central y particularmente en el golfo de León, donde HIPOCAS supera la evaporación neta observada de HOAPS-3.2 en aproximadamente 20 mm mes^{-1} (Figura 3.25, primera fila). No obstante, la subestimación de E-P en el mar Levantino es mayor en NCEP, que también presenta valores de evaporación neta más bajos que las observaciones en la confluencia de mar Jónico con el Adriático. Por tanto, es importante señalar que los sesgos anuales en HIPOCAS son menos destacables que los de NCEP en zonas caracterizadas por fenómenos de convección oceánica, especialmente sensibles a estos flujos de agua dulce.

Si analizamos el sesgo por estaciones se observa mayor disparidad en los resultados, en consonancia con lo que ya apuntaban los diagramas de caja de la Figura 3.22. Se aprecia una mayor sobrestimación de la evaporación neta en invierno por parte de HIPOCAS especialmente en el Mediterráneo oriental (segunda fila de la Figura 3.25), mientras que NCEP presenta una distribución espacial más heterogénea y similar a la total anual. En primavera, la tendencia general en HIPOCAS y NCEP es a una sobrestimación de la E-P salvo en el extremo oriental del Mediterráneo. Durante esta época, que se caracteriza por ser la de menor evaporación neta de todo el año en la cuenca, el reanálisis global NCEP excede los valores observados de HOAPS-3.2 de forma mucho más evidente que HIPOCAS en todo el Mediterráneo central, sobre todo en el mar Jónico (Figura 3.25, tercera fila). Para el periodo estival se invierte el resultado, pasando HIPOCAS a subestimar de manera importante dicha variable en prácticamente todo el Mediterráneo salvo en el golfo de León (Figura 3.25, cuarta fila), siendo las diferencias negativas de NCEP menos acusadas en este caso. El notable sesgo negativo de HIPOCAS se debe fundamentalmente al desplazamiento del máximo anual en este conjunto de datos al mes de noviembre, mientras que las observaciones lo sitúan en septiembre como se apreciaba en la Figura 3.20. En otoño, tanto HIPOCAS como NCEP presentan patrones muy parecidos a los existentes en primavera, con una sobrestimación más homogénea en términos espaciales en el *hindcast* y un patrón más heterogéneo en el reanálisis global.

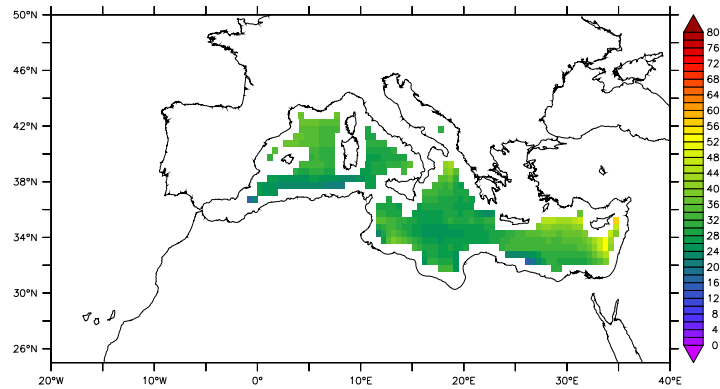
Como se señaló con anterioridad, HIPOCAS presentaba una buena correlación respecto a HOAPS-3.2 de la evolución temporal del promedio de



(a) HOAPS-3.2



(b) HIPOCAS



(c) NCEP

Figura 3.24: Desviación estándar de la evaporación neta E-P de a) HOAPS-3.2, b) HIPOCAS y c) NCEP para el periodo 1988-2000 (Resolución horizontal: $0,5^\circ$; datos en mm mes^{-1}).

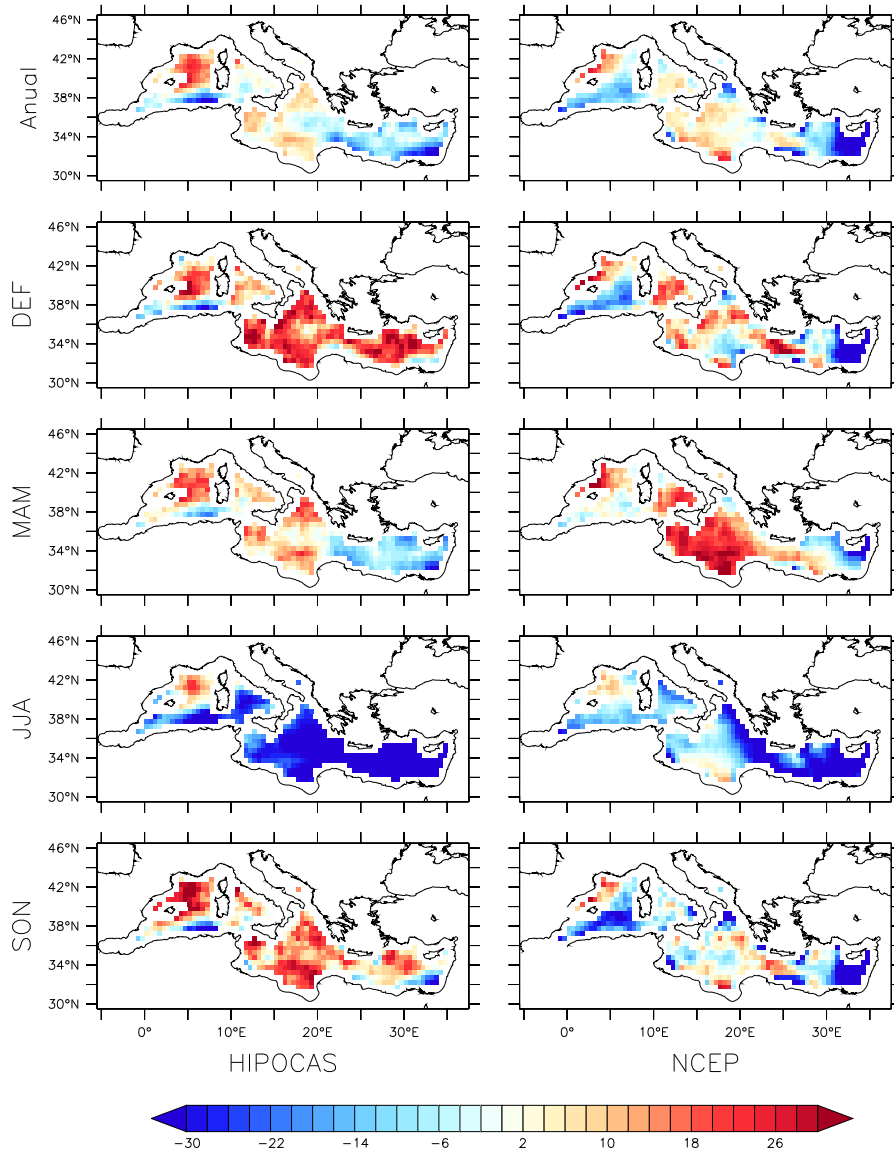


Figura 3.25: Sesgo de E-P de HIPOCAS y NCEP respecto a HOAPS-3.2 para todo el periodo y por estaciones. (Periodo 1988-2000; resolución horizontal: 0,5°; datos en mm mes⁻¹).

anomalías de evaporación neta, aportando cierto valor añadido frente a los datos de reanálisis originales (Tabla 3.7). Este buen comportamiento de HIPOCAS a la hora de simular la variabilidad temporal tiene también su reflejo en la distribución espacial de la misma a nivel local. Como se aprecia en la Figura 3.26, HIPOCAS presenta en prácticamente todo el dominio índices de correlación de anomalías de E-P superiores a 0,45 y sitúa valores por encima de 0,7 en el golfo de León y en el mar Levantino (Mediterráneo suroccidental). El patrón espacial de la correlación para NCEP es muy similar al de HIPOCAS, concentrando también los índices más elevados en el golfo de León, Mediterráneo central y cuenca Levantina, aunque presenta en general correlaciones más bajas que HIPOCAS. Esta correlación de las anomalías es un indicador importante puesto que sirve para evaluar cómo la base de datos HIPOCAS reproduce correctamente la variabilidad temporal de la evaporación neta en zonas marítimas, más allá de la variación ligada al ciclo anual. Además, merece la pena reseñar que los índices de correlación más altos se dan sobre zonas en las que ocurren fenómenos convectivos de masas de agua relacionados en parte con los cambios de salinidad superficial inducidos por la E-P. En cierta manera, estos resultados evidencian que el empleo de forzamiento de modelos de océano como los flujos de agua dulce de HIPOCAS, garantiza una variabilidad temporal realista del balance entre evaporación y precipitación en dichas regiones sensibles a la convección y formación de aguas profundas.

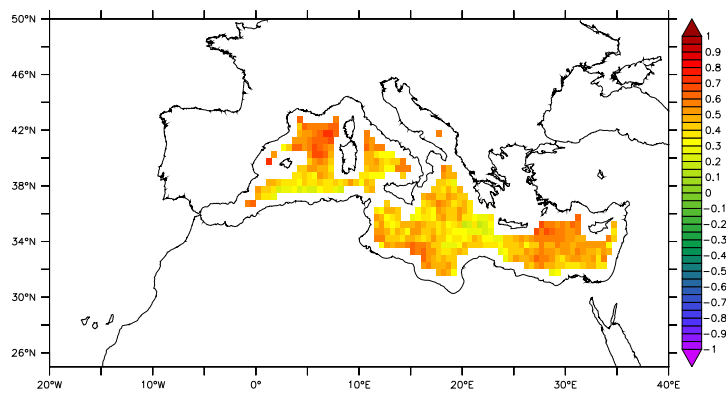
Hasta ahora, la comparación entre los conjuntos de datos simulados con la referencia observacional HOAPS-3.2 se ha llevado a cabo analizando diferentes estadísticos por separado, lo que dificulta determinar de forma global el grado de ajuste de los datos de E-P deducidos de los conjuntos modelados. Con el fin de facilitar el análisis comparativo se ha decidido hacer uso del denominado diagrama de Taylor (Taylor, 2001). Este diagrama permite aglutinar los estadísticos habitualmente más empleados en este tipo de comparativas ya mostradas –desviación estándar, RMSE y correlación– en un solo gráfico, simplificando así la comparación entre datos simulados y observados.

Tal y como apunta Taylor (2001), los estadísticos mencionados se relacionan de acuerdo con la siguiente ecuación

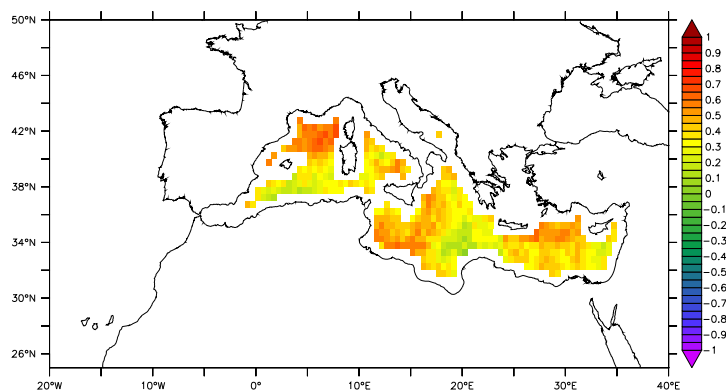
$$RMSE^2 = \sigma_{obs}^2 + \sigma_{sim}^2 - 2\sigma_{obs}\sigma_{sim}R \quad (3.8)$$

donde RMSE es el error cuadrático medio entre los datos simulados y los observados, σ_{obs} y σ_{sim} la desviación estándar de los datos observados y simulados, respectivamente, y R el índice de correlación entre ambos conjuntos de datos.

Sin embargo, esta ecuación 3.8 comparte la misma sintaxis que la ley de



(a) HIPOCAS



(b) NCEP

Figura 3.26: Correlación temporal de las anomalías mensuales de Evaporación-Precipitación de a) HIPOCAS y b) NCEP, respecto a HOAPS-3.2 para el periodo 1988-2000. Se muestran los datos a 0,5° de resolución.

cosenos, definida como

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cdot \cos(\phi) \quad (3.9)$$

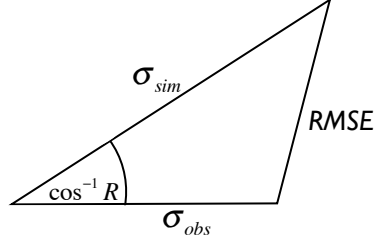


Figura 3.27: Relación geométrica entre el coeficiente de correlación R , el error cuadrático medio $RMSE$ y las desviaciones estándar σ_{obs} y σ_{sim} de los datos observados y simulados, respectivamente.

Esta analogía entre las expresiones 3.8 y 3.9 permite construir un diagrama geométrico (Figura 3.27) que cuantifica estadísticamente el grado de similitud existente entre bases de datos (Taylor, 2001), para evaluar lo cercanos que están los conjuntos de datos simulados a los de datos observacionales usados como referencia. En el diagrama de Taylor, los conjuntos de datos se representan como puntos en un sistema espacial de coordenadas polares. La distancia al origen del sistema es proporcional a la desviación estándar, mientras que el ángulo azimutal indica el coeficiente de correlación entre la base de datos simulada y la referencia –en nuestro caso, el conjunto de datos observados HOAPS-3.2–, cuyo punto representativo se localiza en el eje de abscisas. Por otro lado, la distancia desde el punto de referencia hasta el punto correspondiente a los datos simulados es proporcional al error cuadrático medio $RMSE$ de estos últimos. Por tanto, cuanto más cerca se sitúe el punto de la base de datos simulados del de referencia, mayor acuerdo habrá entre ellos en términos estadísticos.

La Figura 3.28 presenta el diagrama de Taylor de la evaporación neta en el Mediterráneo de HIPOCAS y NCEP respecto a los datos observados HOAPS-3.2, correspondiente al cómputo anual (A) y a las cuatro estaciones del año, invierno (I), primavera (P), verano (V) y otoño (O). Se ha normalizado la desviación estándar de todos los datos analizados tomando como referencia la de las observaciones, por lo que el círculo de radio unitario con centro en el origen de los ejes señala los puntos con idéntica desviación estándar que las observaciones. La base de datos observados HOAPS-3.2 se representa mediante el punto de coordenadas (1,0) en el eje de abscisas, mientras que los datos HIPOCAS se muestran en rojo y NCEP en azul.

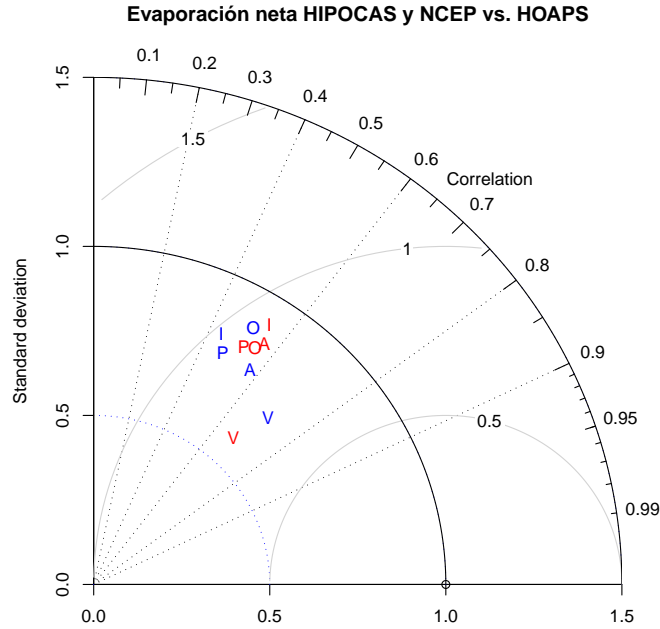


Figura 3.28: Diagrama de Taylor de la evaporación neta de HIPOCAS (en rojo) y NCEP (en azul) respecto a las observaciones HOAPS-3.2. Las letras indican el periodo analizado: anual (A), invierno (I), primavera (P), verano (V) y otoño (O) de 1988 a 2000.

De acuerdo con los resultados, globalmente ambos modelos presentan menor desviación estándar que las observaciones de HOAPS-3.2 y subestiman la variabilidad temporal. En términos de correlación temporal anual, NCEP e HIPOCAS obtienen valores prácticamente idénticos. Sin embargo, estacionalmente las correlaciones más altas se dan siempre con HIPOCAS, salvo en verano cuando NCEP presenta una correlación temporal ligeramente mayor (Figura 3.28). Según el diagrama, la mayor similitud de HIPOCAS y NCEP con las observaciones de HOAPS se da precisamente en verano, al estar los puntos correspondientes más cerca de las observaciones en el diagrama, lo que implica menor error cuadrático medio y mayor correlación temporal. No obstante, tal y como se aprecia en la Figura, las dos bases de datos simuladas presentan en esta época del año las mayores diferencias en desviación estándar respecto a HOAPS-3.2 —desciende hasta la mitad en el caso de HIPOCAS—, resultado corroborado por los pequeños rangos intercuartílicos de HIPOCAS y NCEP mostrados anteriormente en la Figura 3.22d. En cuanto a la primavera, HIPOCAS presenta resultados algo más cercanos a HOAPS-3.2 que NCEP con mayor correlación temporal, desviación estándar más cercana a la de las observaciones y un menor RMSE. Los estadísticos para los

meses de otoño son similares entre los dos conjuntos de datos: HIPOCAS y NCEP presentan resultados parecidos en correlación, desviación estándar y RMSE de la evaporación neta. Las mayores diferencias se dan en la estación invernal: tanto en correlación temporal como en RMSE y desviación estándar, los resultados de HIPOCAS para diciembre, enero y febrero mejoran los de NCEP y se aproximan más a los de las observaciones HOAPS-3.2. La importancia de este resultado radica en el destacado papel que desempeña la evaporación neta en esa época del año en determinadas zonas del mar Mediterráneo. En concreto, los flujos de evaporación neta pueden actuar como catalizadores de fenómenos convectivos en las regiones marítimas que tradicionalmente se caracterizan por generar masas de aguas densas en invierno, que son el motor de la circulación termohalina del Mediterráneo. Estos resultados de HIPOCAS refuerzan la confianza en esta base de datos para su uso como forzamiento del flujo de agua dulce en simulaciones oceánicas, como se describirá en el capítulo 5, al aportar valor añadido frente al reanálisis global NCEP.

3.3 Puntos más relevantes del capítulo

- HIPOCAS reproduce los patrones espaciales de precipitación de la base de datos observados GPCPv2 de manera más realista que los reanálisis globales ERA40 y NCEP, aunque dadas las incertidumbres asociadas a GPCPv2, los sesgos detectados en HIPOCAS han de manejarse con cautela.
- Para llevar a cabo las comparaciones sin alterar los datos de satélite, se han tomado los 2,5° horizontales de estos últimos datos como resolución común. Sin embargo esta decisión que conlleva una inevitable pérdida de información en los datos HIPOCAS al perder en ellos definición las estructuras espaciales.
- HIPOCAS subestima la precipitación observada aunque reproduce correctamente las anomalías y presenta menor dispersión en los valores, facilitando de esta manera su posible corrección. Cabe destacar que, a pesar de haberse generado a partir del *downscaling* dinámico de NCEP y no de ERA40, guarda mayor parecido con esta última base de datos, posiblemente debido al uso de los mismos esquemas de microfísica y cúmulos en la creación de ambos conjuntos de datos.
- La evaporación neta, definida como el balance entre evaporación y precipitación, se ha comparado con la base de datos de observaciones HOAPS-3.2. Los resultados muestran que HIPOCAS reproduce correctamente la variabilidad temporal y cronología de los episodios climáticos, lo que constituye un valor añadido frente a los datos de NCEP. HIPOCAS subestima los datos observados de HOAPS, si bien al ser espacialmente homogéneo el sesgo negativo obtenido, puede corregirse para su posterior uso como forzamiento atmosférico en simulaciones de océano de clima presente.

Capítulo 4

Flujos de calor

Los intercambios de calor entre la atmósfera y la superficie marina desempeñan un papel primordial en las características térmicas del mar Mediterráneo. Además, de modo similar a como ocurre con el flujo de agua dulce (Capítulo 3), el Mediterráneo intercambia calor con el océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar. Dicho intercambio a través de Gibraltar consiste en un aporte de agua superficial –cálida y poco salina– procedente del Atlántico –en inglés, *Atlantic Water (AW)*–, que se contrarresta parcialmente con la salida de agua más fría y salina hacia el Atlántico –*Mediterranean Outflow Water (MOW)*– en capas más profundas, dando como resultado un flujo neto de agua y calor hacia el Mediterráneo. Si nos centramos en el término energético, el denominado problema de cierre del balance de calor en el Mediterráneo (Castellari et al., 1998) establece que, con el fin de evitar derivas en el contenido térmico de la columna de agua, el flujo neto de calor ganado a través del estrecho de Gibraltar ha de compensarse a largo plazo con pérdidas de calor total en la superficie marina, estimadas por Bethoux (1979) y Macdonald et al. (1994) en $7 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$ y $5,2 \pm 1,3 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente.

Además del mencionado equilibrio termodinámico, los flujos de calor resultan determinantes en la circulación oceánica de la cuenca mediterránea. Las variaciones de los mismos cambian las características térmicas de las capas superficiales del mar y, en consecuencia, modifican la densidad con la consiguiente alteración de la estratificación de la columna de agua. Este proceso origina fenómenos convectivos que permiten la formación de masas de aguas densas que constituyen el “motor” de la circulación termohalina existente en el Mediterráneo (ver Figura 1.2 del Capítulo 1). Habitualmente, la formación de aguas profundas en el Mediterráneo se produce en el golfo de León, mar Levantino y mar Adriático (Roether et al., 1996). No obstante, las anomalías de flujos de calor en otras zonas mediterráneas pueden modificar transitoriamente este patrón. Según numerosos autores, ésta parece ser una de las causas que propició la ya mencionada aquí generación al sur del mar

Egeo de masas de agua profundas durante los inviernos de 1992 y 1993, en el llamado Evento Transitorio del Mediterráneo Oriental –*Eastern Mediterranean Transient (EMT)*– (Roether et al., 1996; Klein et al., 1999; Lascaratos et al., 1999). El EMT registrado en esos años alteró la circulación termohalina del Mediterráneo, al trasladar la zona de formación de aguas profundas habitualmente localizada al sur del Adriático al citado Egeo. Según Josey (2003), fue básicamente una anomalía negativa en los flujos de calor durante esos inviernos la que motivó el incremento de densidad de las aguas superficiales, siendo su efecto hasta cinco veces mayor que el debido al término halino por aumento de la evaporación neta (evaporación-precipitación, E-P, analizada en el capítulo 3).

En este contexto, la realización de simulaciones climáticas realistas de la circulación del mar Mediterráneo conlleva la necesidad de usar flujos de calor que reproduzcan correctamente la variabilidad temporal y que permitan ajustar en lo posible el cierre del balance energético. Para ello se requiere que los flujos de calor atmosféricos usados como forzamiento del modelo de océano empleado sean lo suficientemente realistas como para garantizar resultados coherentes en las simulaciones. En simulaciones de circulación oceánica a escala regional de la cuenca mediterránea, los flujos atmosféricos procedentes de reanálisis globales parecen insuficientes, dada su escasa resolución temporal y espacial para registrar con precisión eventos como el EMT (Josey, 2003; Demirov y Pinardi, 2007; Herrmann et al., 2008). Como ya se ha expuesto en capítulos anteriores, la base de datos HIPOCAS proporciona flujos de momento (capítulo 2) y de agua dulce (capítulo 3) adecuados para simulaciones de océano regionales, dado que reproduce los patrones locales de manera más ajustada a la realidad que los obtenidos de reanálisis globales atmosféricos. El presente capítulo pretende completar la evaluación de los flujos atmosféricos HIPOCAS, con el análisis de sus flujos superficiales de calor que pueden ser empleados como forzamientos en simulaciones de circulación oceánica.

Los flujos de calor de HIPOCAS fueron en parte analizados por Ruiz et al. (2007) para todo el mar Mediterráneo. Según el citado estudio, en líneas generales, los flujos de HIPOCAS presentan resultados satisfactorios en la comparación con observaciones y muestran un mayor realismo que los derivados del reanálisis global NCEP/NCAR. Tras una descripción preliminar somera de los flujos de calor sobre toda la cuenca mediterránea, el presente estudio se centrará en el análisis de los mismos sobre aquellas zonas del Mediterráneo en que se producen fenómenos convectivos que permiten la formación de aguas profundas, fundamentales para la puesta en marcha de la circulación termohalina mediterránea. Asimismo, se evaluará el comportamiento de los flujos de calor HIPOCAS en el caso particular del mar Egeo durante el episodio de EMT de 1992-1993, con el fin de determinar la idoneidad de HIPOCAS para la simulación del citado evento. Finalmente se

llevará a cabo un análisis de extremos de los flujos para determinar la frecuencia de aparición de valores anómalos que puedan influir en los patrones de formación de aguas profundas en el Mediterráneo y, por tanto, modificar la circulación termohalina del mismo.

4.1 Flujos de calor en el Mediterráneo: régimen medio

En primer lugar se presenta una descripción general del régimen medio del flujo de calor total neto (Q_{tot}) en el Mediterráneo, así como de sus distintas componentes –flujos radiativos de onda corta o solar (Q_{solar}) y de onda larga o terrestre (Q_{larga}) y flujos turbulentos de calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat})–, obtenidos a partir de los datos HIPOCAS desde 1958 hasta 2001.

Los resultados mostrados a continuación han sido obtenidos a partir de los promedios diarios de HIPOCAS. Según el convenio de signos adoptado, de ahora en adelante se considerará que el flujo es positivo cuando penetra en la superficie marina y negativo cuando se contabiliza como pérdida de calor por parte del océano. El promedio espacio-temporal del flujo de radiación de onda corta para el periodo de estudio se sitúa en $+168,9 \text{ W m}^{-2}$ (Tabla 4.1). A diferencia del flujo de onda corta, que es de signo positivo por ser entrante en la superficie marina, los flujos de calor restantes son de signo opuesto ya que suponen pérdidas de calor del mar Mediterráneo. Así, el flujo radiativo de onda larga HIPOCAS arroja un promedio de $-72,5 \text{ W m}^{-2}$ para el conjunto del Mediterráneo, al tiempo que los flujos medios turbulentos de calor sensible y latente valen respectivamente $-8,4 \text{ W m}^{-2}$ y $-89,5 \text{ W m}^{-2}$. La suma de los flujos de calor radiativos y turbulentos conforman el flujo de calor neto total, el cual muestra un valor negativo ($-1,4 \text{ W m}^{-2}$) para la cuenca en el periodo de estudio. Como ya se ha señalado, con el fin de equilibrar el balance energético en el Mediterráneo, este calor total perdido a través de la superficie marina ha de compensar el aporte de calor entrante por el estrecho de Gibraltar, estimado en $7 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$ y $5,2 \pm 1,3 \text{ W m}^{-2}$ según Bethoux (1979) y Macdonald et al. (1994), respectivamente. El resultado obtenido para HIPOCAS se aleja de dichas cantidades, si bien se mantiene en valores razonables si se atiende a los valores computados para otras bases de datos simulados que presentan sesgos mucho mayores (Sánchez-Gómez et al., 2011). En cualquier caso, la sobrestimación de HIPOCAS evaluada en $+2,5 \text{ W m}^{-2}$ respecto al valor más cercano de los intervalos mencionados puede considerarse asumible y corregirse en caso de forzar modelos de océano con estos flujos de calor, como se mostrará en el capítulo 5.

A continuación se analizan los campos espaciales promediados para el periodo 1958-2001 del flujo de calor total y sus distintas componentes (Fi-

Q_{solar}	Q_{larga}	Q_{sen}	Q_{lat}	Q_{tot}
+168,9	-72,5	-8,4	-89,4	-1,4

Tabla 4.1: Promedio del flujo de calor total Q_{tot} y sus componentes radiativas (flujo de radiación solar Q_{solar} y onda larga Q_{larga}) y turbulentas (flujo de calor sensible Q_{sen} y calor latente Q_{lat}) en el mar Mediterráneo (en $W\ m^{-2}$), a partir de los datos HIPOCAS (Periodo de estudio: 1958-2001).

gura 4.1). El patrón más regular corresponde al flujo de onda corta que se distribuye siguiendo un gradiente aproximadamente latitudinal, con valores más altos al sur de la cuenca mediterránea del orden de $185\ W\ m^{-2}$ y más bajos al norte del mar Adriático. En cambio, el flujo de calor de onda larga es negativo en toda la zona –en promedio el Mediterráneo irradia calor a la atmósfera– y presenta una distribución espacial más heterogénea, localizándose las áreas de flujo más intenso (en valor absoluto) en su cuenca oriental (en torno a $-84\ W\ m^{-2}$ frente a las costas de Turquía), donde se sitúan habitualmente las aguas más cálidas de toda la cuenca. Por el contrario, en el mar de Alborán se concentran las menores pérdidas de calor por onda larga.

El flujo medio de calor sensible se caracteriza por valores negativos en prácticamente todo el mar Mediterráneo, a excepción de la zona del mar de Alborán, y alcanza los valores más bajos (inferiores a $-17\ W\ m^{-2}$) al este de las Islas Baleares y en el Mediterráneo oriental (Figura 4.1). El mínimo localizado al sur del golfo de León se debe principalmente a la incidencia de los vientos de Tramontana y Mistral en la zona, que repercute en una menor temperatura media del aire, lo que a su vez produce mayor gradiente con la temperatura de la superficie del mar y, por tanto, un mayor flujo saliente de calor sensible. Un efecto parecido tiene lugar con la evaporación, que se ve favorecida por el viento en la misma zona, lo que se traduce en mayores flujos salientes de calor latente en el golfo de León. En todo el mar Mediterráneo, el flujo de calor latente presenta una media negativa y comparte cierta similitud con el patrón del calor sensible, con flujos menos intensos en el mar de Alborán y más intensos al sur del golfo de León ($-115\ W\ m^{-2}$) y en el Mediterráneo suroriental ($-130\ W\ m^{-2}$). Cabe mencionar que en esta última región los vientos Etesios, procedentes de las frías regiones continentales de Ucrania y Rusia, generan un efecto similar al mencionado anteriormente asociado a la Tramontana y el Mistral en el golfo de León.

La contribución de todos estos componentes da como resultado una distribución espacial del flujo de calor total HIPOCAS marcada por valores positivos centrados sobre todo en el mar de Alborán y mar Adriático, y valores negativos principalmente en el Mediterráneo oriental y, especialmente, al sur del golfo de León (promedios inferiores a $-45\ W\ m^{-2}$) por el efecto combinado de los intensos flujos de calor sensible y latente, y menor radiación

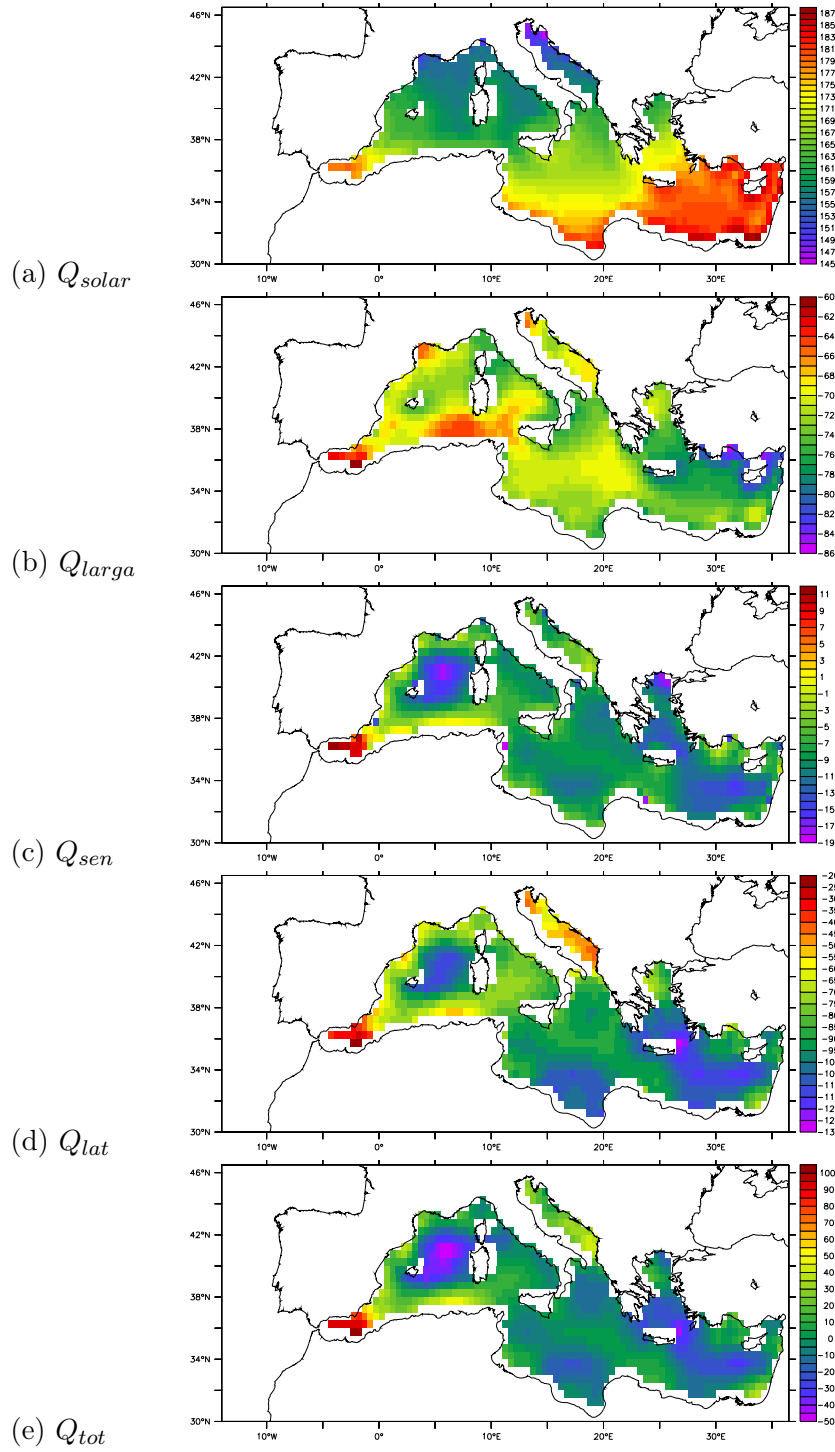


Figura 4.1: Promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (en $W m^{-2}$) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).

Correlación espacial de Q_{tot} vs.	Q_{solar}	Q_{larga}	Q_{sen}	Q_{lat}
Periodo completo	-0,09	0,53	0,90	0,89
Invierno (DEF)	-0,13	0,36	0,91	0,87
Primavera (MAM)	0,25	0,49	0,86	0,83
Verano (JJA)	-0,01	0,49	0,53	0,87
Otoño (SON)	0,00	0,33	0,90	0,87

Tabla 4.2: Correlación espacial del campo medio de flujo de calor total (Q_{tot}) respecto a los campos medios de los flujos de onda corta (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}). Los cálculos se han realizado para el periodo de estudio completo 1958-2001 y por estaciones.

solar (en términos relativos) de la zona.

La Tabla 4.2 muestra las correlaciones espaciales obtenidas al comparar el patrón medio del flujo de calor total con las distribuciones espaciales de sus distintas componentes. Las correlaciones han sido calculadas a partir del promedio obtenido para todo el periodo 1958-2001 así como para cada estación del año. De acuerdo con estos resultados, el patrón espacial del flujo de calor total está básicamente relacionado con el de los flujos de calor latente y sensible. En el cómputo total, las mayores correlaciones se dan con el flujo de calor sensible. Los flujos de calor sensible y latente presentan valores similares durante todas las estaciones, salvo en verano cuando Q_{lat} predomina en exclusiva. Durante los meses de junio, julio y agosto, el flujo de calor latente gobierna en mayor medida el patrón del flujo de calor, debido a que en esa época del año se intensifica la evaporación en el Mediterráneo, al tiempo que el gradiente entre la temperatura superficial del mar y la temperatura del aire se reduce con la consiguiente disminución del flujo de calor sensible.

El análisis estacional muestra cómo los distintos flujos de calor se distribuyen espacialmente en el mar Mediterráneo de manera diversa. En invierno (Figura 4.2), el flujo de onda corta presenta un claro gradiente latitudinal, siendo los valores más altos cuanto más al Sur nos desplazamos. Por contra, en el flujo de onda larga las mayores pérdidas se localizan en la parte central de la cuenca mediterránea (-66 W m^{-2}). En el caso del flujo de calor sensible, únicamente en el mar de Alborán se encuentran valores positivos, mientras que en el resto de la cuenca los valores son bastante homogéneos con la excepción del mar Egeo, donde se dan las pérdidas más significativas de la cuenca. En cambio, los flujos de calor latente más importantes en invierno se sitúan en el Mediterráneo suroriental. En cualquier caso, tal y como se ve en la Tabla 4.2, los patrones espaciales de ambos flujos determinan la distribución espacial del flujo de calor total invernal, cuyos valores más bajos se sitúan en la subcuenca oriental –principalmente mar Egeo y mar Levantino– donde

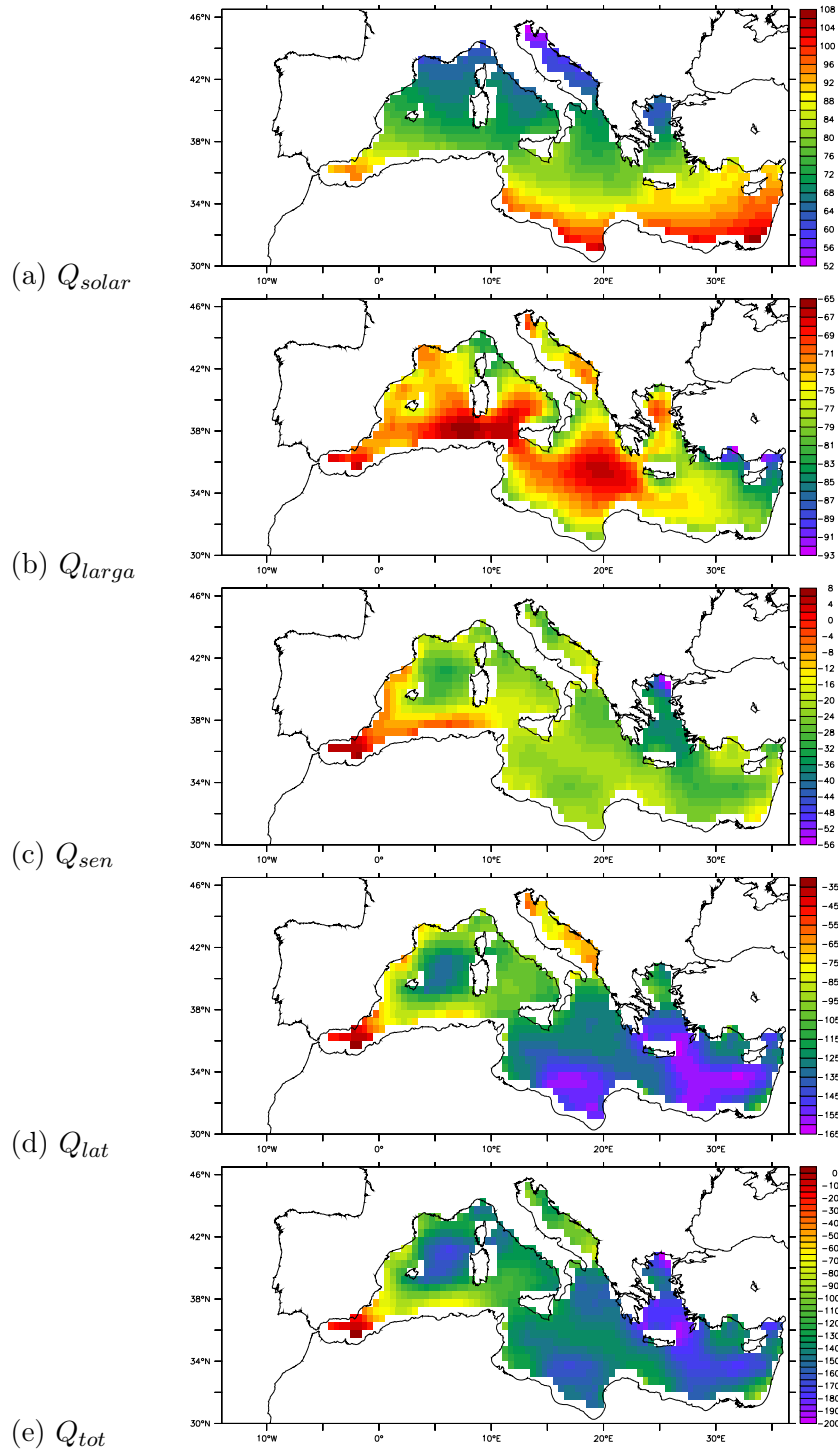


Figura 4.2: Invierno (DEF): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).

se rebasan -200 W m^{-2} y en el centro del Mediterráneo occidental donde se alcanzan -170 W m^{-2} . Es destacable el hecho de que los mínimos invernales se localicen en estas zonas, puesto que se trata de regiones en las que se producen eventos convectivos en sus aguas que parecen estar gobernados por anomalías en los flujos de calor turbulentos –calor sensible y calor latente– (Josey, 2003).

En general, los patrones de los flujos analizados para la primavera presentan características más heterogéneas que en invierno (Figura 4.3). El patrón latitudinal del flujo de onda corta es menos marcado que en invierno y su eje tiende a inclinarse hacia el sureste de la cuenca. El flujo de onda larga presenta estructuras espaciales más pequeñas distribuidas irregularmente. Mientras, los flujos de calor sensible y latente comparten ciertas similitudes en sus patrones, con diferencias destacables tan sólo en el mar Adriático. Cabe señalar, sin embargo, que a lo largo de las costas más occidentales del mar Mediterráneo y la costa norteafricana el flujo de calor sensible pasa a ser positivo (hasta $+13 \text{ W m}^{-2}$) durante esta estación del año. Finalmente, el flujo de calor total resultante en primavera presenta ganancias de calor en la superficie marina más altas en el mar de Alborán, donde alcanzan $+145 \text{ W m}^{-2}$, mientras que las mínimas se localizan al sur del Golfo de León ($+25 \text{ W m}^{-2}$).

La mayor heterogeneidad espacial en los flujos de calor analizados tiene lugar en verano (Figura 4.4). En el caso del flujo de onda corta, el gradiente latitudinal desaparece completamente durante los meses de junio, julio y agosto, siendo sustituido por una estructura dipolar, con mayor flujo de onda corta en el Mediterráneo oriental y menor en la parte occidental. En cuanto al flujo de onda larga, la mayor intensidad estival se da en la subcuenca oriental, donde cede hasta -80 W m^{-2} a la atmósfera. El flujo de calor sensible presenta grandes diferencias espaciales, con núcleos de flujo negativo al sur del golfo de León, mar Jónico y extremo oriental del Mediterráneo, mientras que en el resto predominan los valores positivos. El patrón del flujo de calor latente es claramente distinto al de calor sensible, aunque en él también prevalecen las diferencias espaciales. Todos estos patrones se traducen en un campo de flujo de calor total caracterizado por la presencia de ganancias de calor más contenidas en el Mediterráneo occidental y en el oriental (hasta $+90 \text{ W m}^{-2}$), mientras que las mayores se localizan en el mar de Alborán, llegando a $+205 \text{ W m}^{-2}$.

Durante los meses de septiembre, octubre y diciembre, el patrón del flujo de onda corta se asemeja al de invierno, con la presencia del gradiente latitudinal mencionado con anterioridad (Figura 4.5). En cambio, el flujo de onda larga se caracteriza por cierto gradiente entre el oeste del Mediterráneo, donde el flujo es menos importante, y la parte más oriental, en la cual la pérdida de flujo de onda larga se intensifica hasta -90 W m^{-2} . Las estruc-

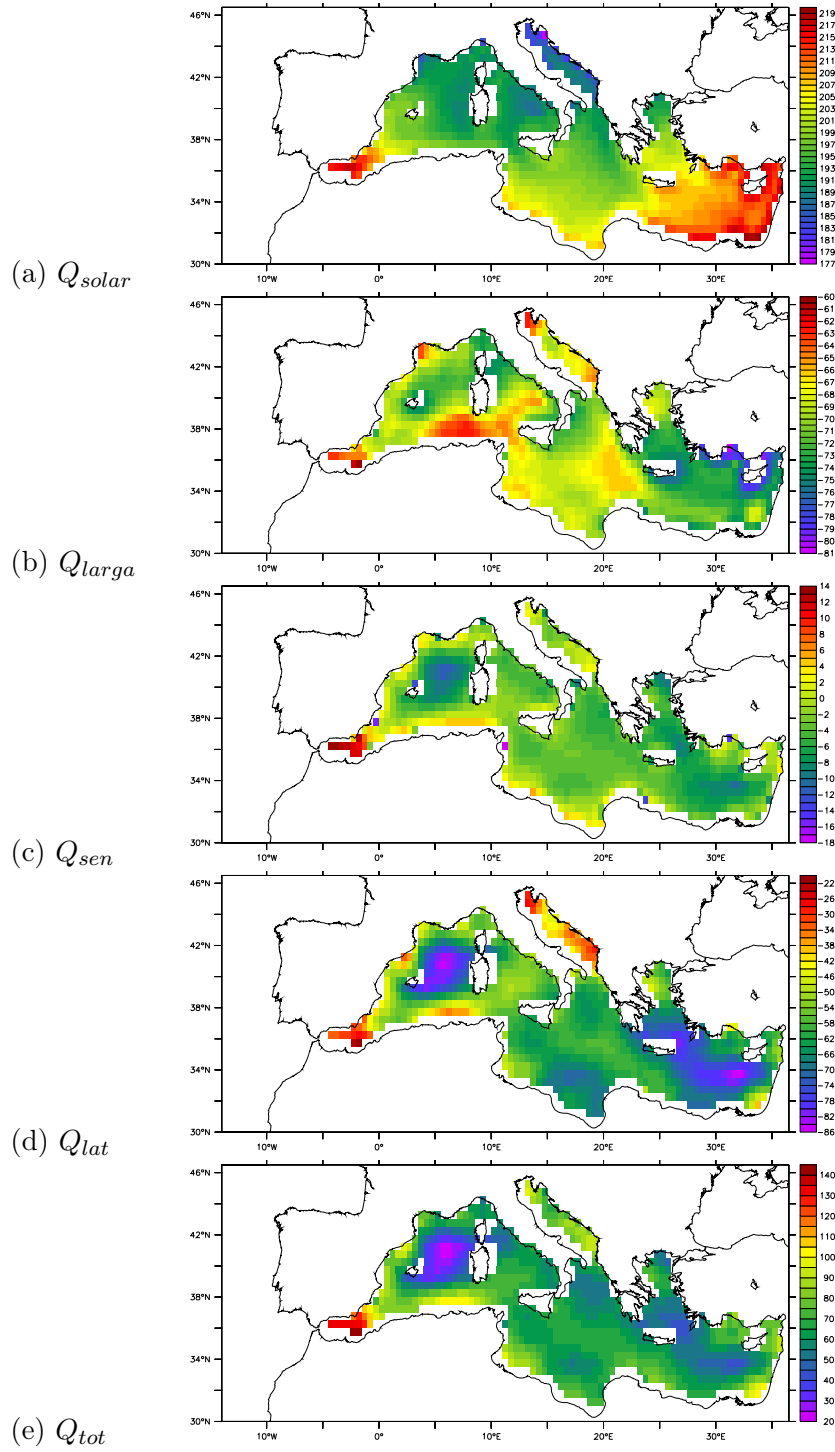


Figura 4.3: Primavera (MAM): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).

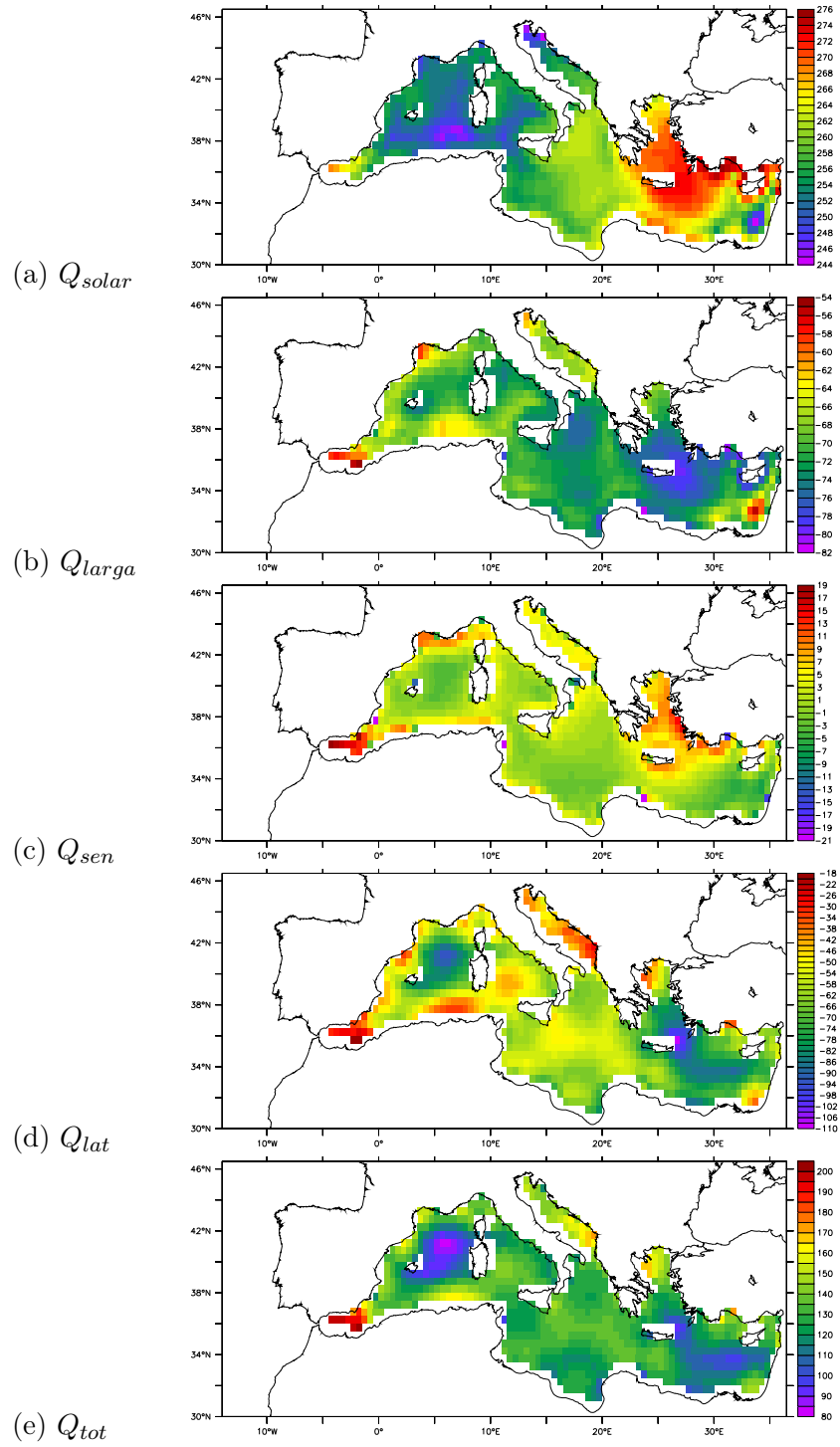


Figura 4.4: Verano (JJA): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).

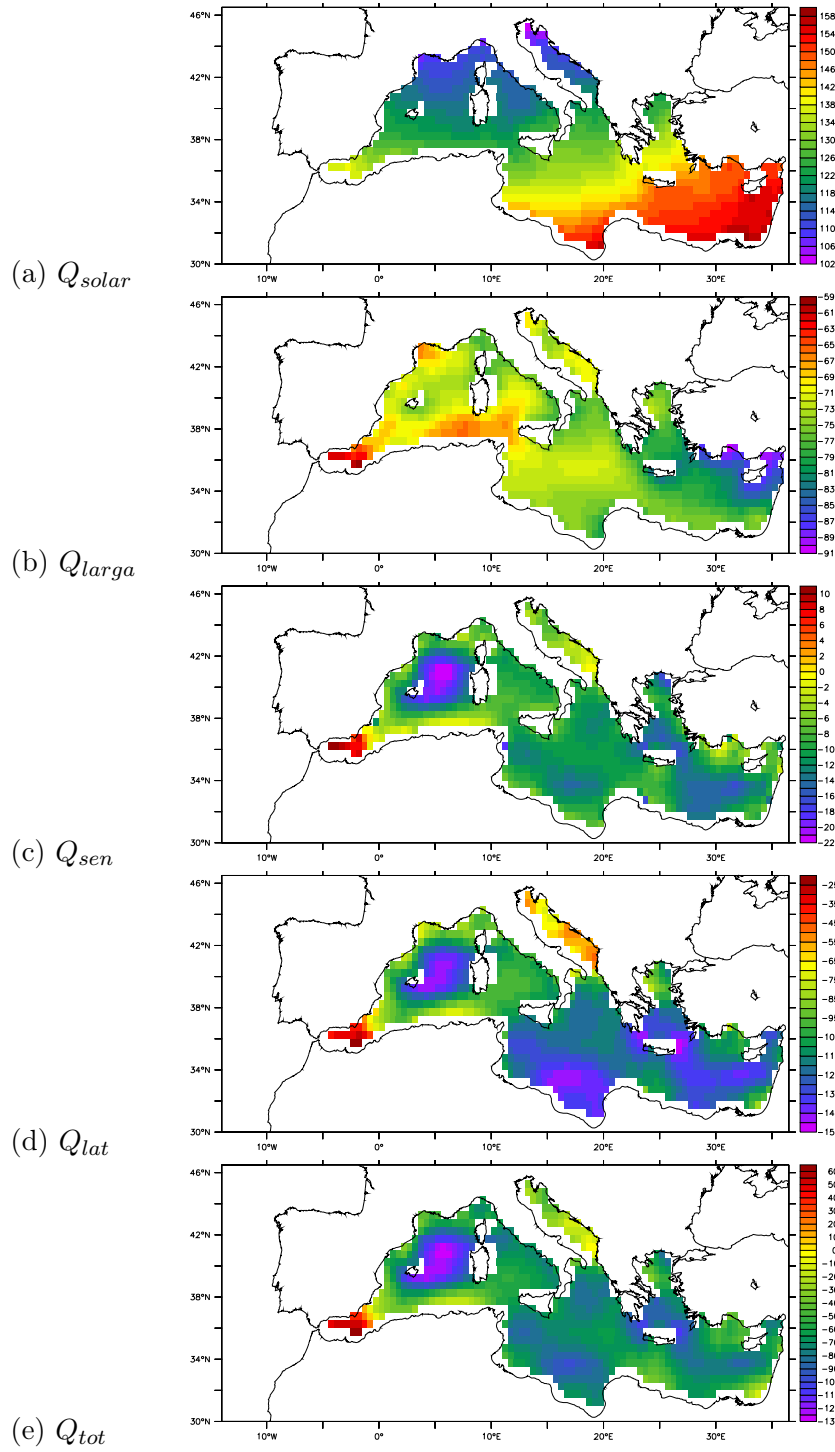


Figura 4.5: Otoño (SON): promedio temporal (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).

turas espaciales de los flujos de calor sensible y latente son parecidas entre sí y concuerdan a grandes rasgos con las existentes en los meses de primavera para ambos flujos. Como resultado de la suma de todos estos flujos en otoño, el patrón espacial del flujo de calor total viene determinado por la existencia de pérdidas al sur del golfo de León (-125 W m^{-2}) y ganancias en el mar de Alborán ($+65 \text{ W m}^{-2}$), siendo esta disposición muy similar a la del flujo de calor sensible, como atestigua el índice de correlación espacial entre estas dos variables de 0,93 mostrado en la Tabla 4.2.

Los distintos flujos de calor presentan patrones de variabilidad temporal que difieren entre sí de forma similar a lo observado en el análisis de los campos medios (Figura 4.6). El flujo de onda corta se caracteriza de nuevo por un claro gradiente latitudinal, con aumento de la desviación estándar a medida que nos acercamos al norte del mar Mediterráneo donde alcanza 90 W m^{-2} . La desviación estándar es menor en el caso del flujo de onda larga y concentra sus valores máximos en el Adriático y golfo de León. En el caso del flujo de calor sensible, la mayor variabilidad se da en el mar Egeo (hasta 44 W m^{-2}) y se reduce en el entorno del mar de Alborán. El flujo de calor latente es, sin embargo, la componente que presenta diferencias geográficas más acusadas respecto a su variabilidad temporal. La mayor desviación estándar se da en las zonas caracterizadas por los flujos medios de calor latente más intensos como el golfo de León o sur del Egeo. En esas regiones, la desviación estándar alcanza los 90 W m^{-2} , mientras que en el mar de Alborán, la variabilidad se reduce considerablemente, bajando hasta 24 W m^{-2} . En términos de flujo de calor total, la variabilidad temporal más acusada se da en el golfo de León y, sobre todo, en el mar Egeo donde roza 184 W m^{-2} . Como se aprecia en la Figura 4.6, la distribución espacial de la desviación estándar se asemeja a la del flujo de calor latente, cuyas variaciones por tanto determinan las del flujo de calor total.

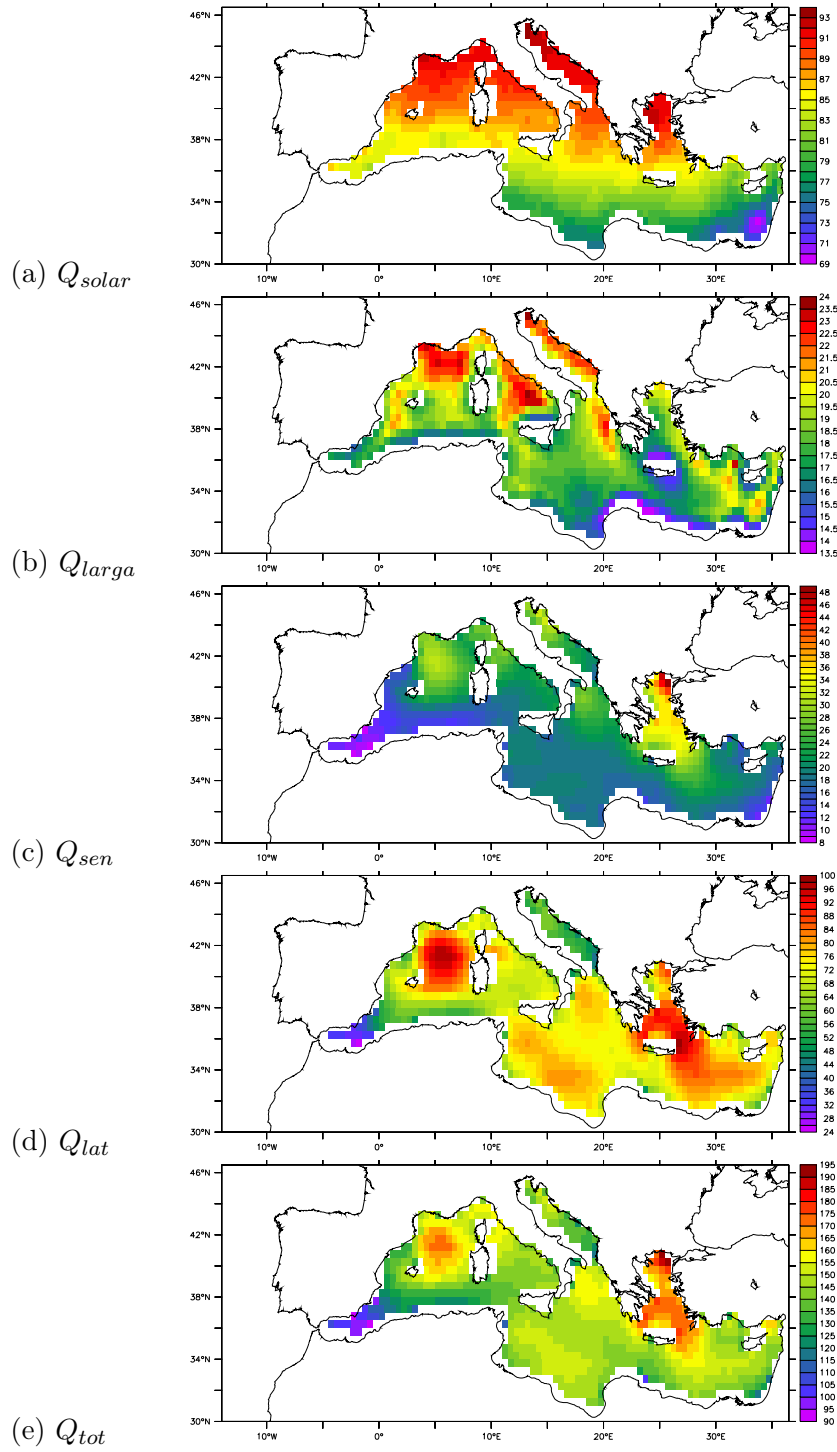


Figura 4.6: Desviación estándar (1958 a 2001) de los flujos HIPOCAS (W m^{-2}) de onda corta (a), onda larga (b), calor sensible (c), calor latente (d) y calor total (e).

4.2 Flujos de calor y convección oceánica en el Mediterráneo

El flujo de calor océano-atmósfera incide directamente en las características térmicas de las capas superficiales del océano. El calentamiento o enfriamiento de las capas mencionadas acarrea cambios de densidad en las mismas que pueden llegar a romper la estratificación de la columna de agua, favoreciendo de este modo la convección. La intensidad de los fenómenos convectivos junto con la configuración batimétrica de ciertas zonas favorece que las masas de agua puedan hundirse hasta el punto de alcanzar profundidades superiores a 2000 metros, generando así las denominadas aguas profundas.

En este contexto, el mar Mediterráneo presenta la particularidad de contar con una circulación termohalina propia gobernada por la formación de aguas densas a distintas profundidades por convección invernal. A grandes rasgos, el patrón circulatorio se caracteriza por agua procedente del Atlántico –*Atlantic Water (AW)*– que penetra a través del estrecho de Gibraltar en las capas superficiales del Mediterráneo. Esta masa de agua se enfría y saliniza a medida que se dirige hacia el Este, hundiéndose hasta capas intermedias en el mar Levantino donde forma la *Levantine Intermediate Water (LIW)* y en algunas ocasiones la *Levantine Deep Water (LDW)* a mayor profundidad. La importancia de la LIW radica en que su volumen o desplazamiento puede preconditionar la formación de aguas profundas por convección que acontece en invierno en otras dos zonas del Mediterráneo. La primera de ellas es una de las regiones de mayor convección del mundo (Marshall y Schott, 1999) y se localiza en el golfo de León donde se forma habitualmente la *Western Mediterranean Deep Water (WMDW)*. La segunda se sitúa regularmente al sur del Adriático y da lugar a una masa de agua denominada *Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW)*, que tras cruzar el estrecho de Otranto, llena el fondo de la subcuenca oriental del Mediterráneo. Sin embargo, en la década de los 90 se observó una nueva fuente de EMDW al sur del mar Egeo (Roether et al., 1996), que apareció durante los inviernos 1991-1992 y 1992-1993. Este episodio transitorio (EMT) parece estar ligado, según numerosos autores, a anomalías de los flujos de calor que tuvieron lugar en la zona del mar Egeo durante los citados inviernos (Josey, 2003; Beuvier et al., 2010).

A continuación analizaremos la evolución temporal y distribución estadística de los flujos de calor diarios derivados del *hindcast* regional HIPOCAS en las regiones mediterráneas citadas en las que se forman aguas profundas: golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino, que denominaremos de ahora en adelante LEON, ADRI, EGEO y LEVA, respectivamente. La Figura (4.7) muestra las áreas que delimitan las regiones elegidas para el estudio.

Antes de pasar a describir los resultados específicos para cada una de las

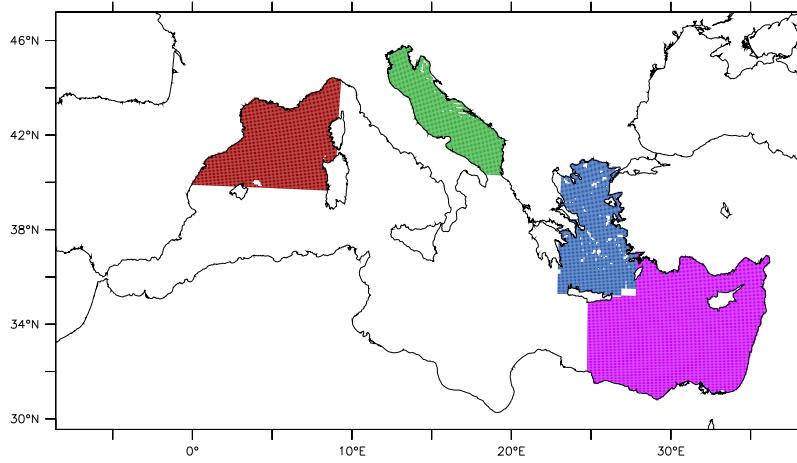


Figura 4.7: Áreas geográficas de las regiones analizadas: golfo de León (LEON, rojo), mar Adriático (ADRI, verde), mar Egeo (EGEO, azul) y mar Levantino (LEVA, rosa).

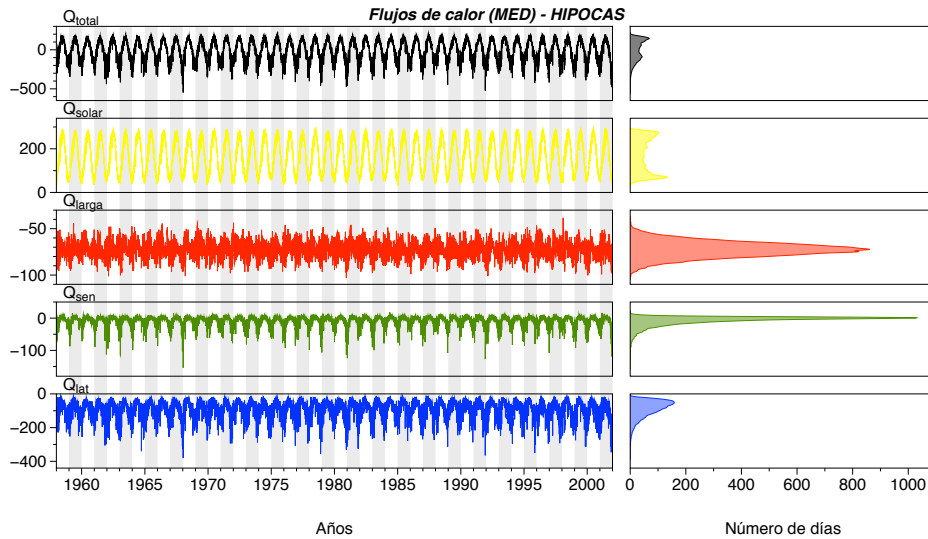


Figura 4.8: Mar Mediterráneo: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en $W m^{-2}$).

	Región	Min	Max	Rango	\bar{x}	σ	P_{25}	P_{50}	P_{75}	Asi	Cur
Q_{tot}	MED	-547,2	203,4	750,6	-1,4	127,7	-98,8	13,7	114,0	-0,5	-0,6
	LEON	-858,7	235,2	1093,9	-15,0	152,0	-100,5	-3,8	105,5	-0,9	1,0
	ADRI	-752,6	239,9	992,4	26,5	133,2	-54,4	36,2	137,2	-0,8	0,9
	EGEO	-909,9	227,2	1137,2	-13,7	163,5	-109,7	10,8	120,5	-1,0	0,9
	LEVA	-816,6	203,0	1019,5	-6,9	140,1	-97,7	16,2	111,4	-0,9	0,6
Q_{solar}	MED	30,4	291,3	261,0	168,9	75,9	93,5	170,6	241,9	-0,0	-1,5
	LEON	1,9	304,9	303,0	156,8	86,2	74,9	149,4	238,6	0,1	-1,4
	ADRI	2,0	302,0	300,1	153,8	87,9	69,7	147,9	238,7	0,1	-1,4
	EGEO	2,9	299,5	296,7	169,5	86,0	87,1	170,6	254,9	-0,1	-1,4
	LEVA	5,1	296,9	291,0	180,5	75,2	107,6	185,8	253,3	-0,1	-1,4
Q_{larga}	MED	-103,3	-38,2	65,0	-72,5	8,1	-77,7	-72,4	-67,2	-0,0	0,2
	LEON	-132,4	-15,4	116,9	-71,2	18,4	-83,8	-71,4	-58,4	-0,0	-0,3
	ADRI	-136,1	-12,6	123,6	-69,8	19,1	-81,5	-68,6	-57,3	-0,3	0,1
	EGEO	-128,0	-18,0	109,9	-74,6	15,5	-84,4	-74,6	-65,1	0,0	0,2
	LEVA	-119,5	-25,5	94,0	-76,1	11,8	-83,4	-76,0	-68,4	-0,1	0,3
Q_{sen}	MED	-153,7	18,5	172,2	-8,4	15,0	-12,9	-3,1	1,1	-2,3	7,5
	LEON	-296,7	34,8	331,5	-10,6	24,8	-13,0	-2,2	2,2	-3,2	14,2
	ADRI	-312,4	39,7	352,1	-5,6	23,1	-6,7	1,4	4,7	-4,0	23,9
	EGEO	-348,3	40,7	389,0	-11,7	32,7	-15,6	-0,3	5,7	-2,8	10,6
	LEVA	-201,2	24,8	226,0	-9,7	18,2	-11,9	-4,3	-0,1	-3,2	14,2
Q_{lat}	MED	-379,3	-13,8	365,5	-89,4	50,1	-115,9	-78,8	-51,3	-1,2	1,5
	LEON	-606,4	-3,8	602,6	-90,1	77,2	-126,0	-64,9	-32,3	-1,6	2,9
	ADRI	-429,8	1,4	431,3	-52,0	50,1	-69,2	-33,8	-17,9	-2,0	5,0
	EGEO	-540,1	-4,5	535,6	-96,8	76,6	-130,7	-74,7	-39,6	-1,5	2,7
	LEVA	-592,9	-8,6	584,3	-101,6	67,7	-128,9	-84,0	-54,4	-1,6	3,4

Tabla 4.3: Mínimo, máximo, rango, desviación estándar (σ), asimetría (Asi), curtosis (Cur), percentil 25 (P_{25}), mediana (P_{50}), percentil 75 (P_{75}) y media (\bar{x}) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}), en el mar Mediterráneo (MED), golfo de León (LEON), mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA). En negrita se muestran los mínimos y máximos absolutos, rangos y desviaciones estándar máximos, percentiles 25 mínimos, mediana, percentil 75 y media máximos en Q_{solar} y mediana, percentil 75 y media mínimos en Q_{tot} , Q_{larga} , Q_{sen} y Q_{lat} .

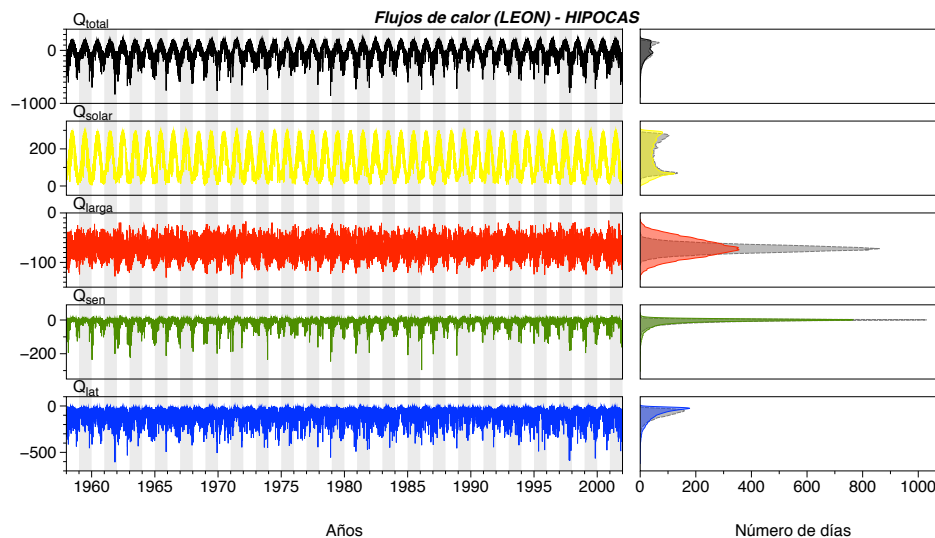


Figura 4.9: Golfo de León: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en $W m^{-2}$). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en $W m^{-2}$).

regiones y a modo de referencia para la comparación de los flujos en las zonas de estudio, se muestra las series de los flujos de calor promediados para toda la cuenca (Figura 4.8). El flujo de calor total en el Mediterráneo presenta un ciclo anual bien definido marcado por máximos estivales de hasta $203 W m^{-2}$ y mínimos invernales que superan en ocasiones $-540 W m^{-2}$ (Tabla 4.3). En términos estadísticos, la distribución presenta características bimodales heredadas de la del flujo de radiación solar. En efecto, el flujo de onda corta en el Mediterráneo tiene claros máximos y mínimos estacionales en verano e invierno, con picos de 270 y $70 W m^{-2}$, respectivamente, y un rango máximo de $261 W m^{-2}$ (Tabla 4.3). A diferencia del flujo de radiación solar, el flujo de onda larga no exhibe una señal senoidal clara y viene determinado en cambio por una mayor variabilidad interanual. Su distribución estadística es de tipo normal, de media $-72,5 W m^{-2}$ y desviación estándar $8,1 W m^{-2}$ (Tabla 4.3). El flujo de calor sensible muestra valores prácticamente nulos en la época estival y pérdidas de calor que superan $-150 W m^{-2}$ durante los meses de invierno, con valores de asimetría negativos de $-2,3 W m^{-2}$ y curtosis significativamente alta de $7,5 W m^{-2}$ (Tabla 4.3). Finalmente, el flujo de calor latente en el Mediterráneo también presenta características asimétricas negativas ($-1,2 W m^{-2}$) (Tabla 4.3), aunque su curtosis es más reducida que en el calor sensible ($1,5 W m^{-2}$) y su cola inferior mayor, lo que se traduce en un mayor rango ($365,5 W m^{-2}$ frente a $172,2 W m^{-2}$ de la

distribución de calor sensible).

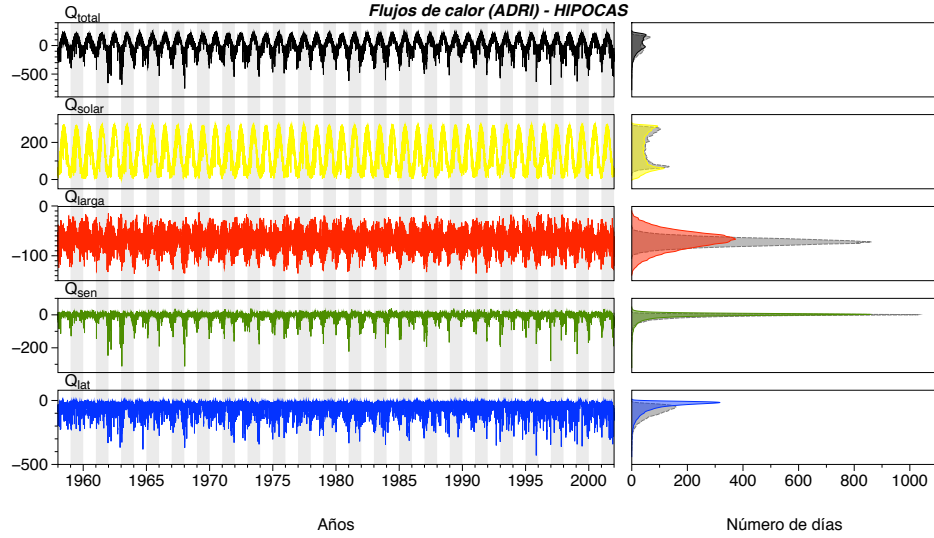


Figura 4.10: Mar Adriático: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en $W m^{-2}$). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en $W m^{-2}$).

En las regiones de formación de aguas profundas, las distintas componentes del flujo de calor se distribuyen estadísticamente (Figuras 4.9 a 4.12) de un modo similar a como lo hacen en el promedio de la cuenca. Sin embargo, en estas zonas proclives a convección se aprecia en general una tendencia a colas inferiores más pronunciadas en la distribución estadística de los flujos de calor turbulento (calor sensible, Q_{sen} , y latente, Q_{lat}), lo que lógicamente también repercute sobre las colas inferiores del flujo de calor total. En este sentido, los mínimos absolutos de la serie de 1958 a 2001 del flujo de calor total se obtienen en el mar Egeo con $-909,9 W m^{-2}$ (Tabla 4.3). En esta región se localiza asimismo el mínimo del flujo de calor sensible ($-348,3 W m^{-2}$) de todo el Mediterráneo, seguido del Adriático ($-312,4 W m^{-2}$). Respecto al flujo de calor latente, el valor más bajo se da en el golfo de León, donde se llega a $-606,4 W m^{-2}$, así como en el mar Levantino ($-592,9 W m^{-2}$).

Esta mayor variabilidad obtenida en las áreas de estudio se refleja en la existencia en esas zonas de rangos –diferencias entre mínimos y máximos– netamente superiores a los obtenidos para el mar Mediterráneo en su conjunto. Las diferencias en amplitud más significativas aparecen en los flujos de calor sensible y latente, observándose los mayores rangos de Q_{sen} en el mar Egeo con $389 W m^{-2}$, al tiempo que para Q_{lat} se sitúan en el golfo de León con $602,6 W m^{-2}$ (Tabla 4.3). Estos resultados son consistentes con los altos

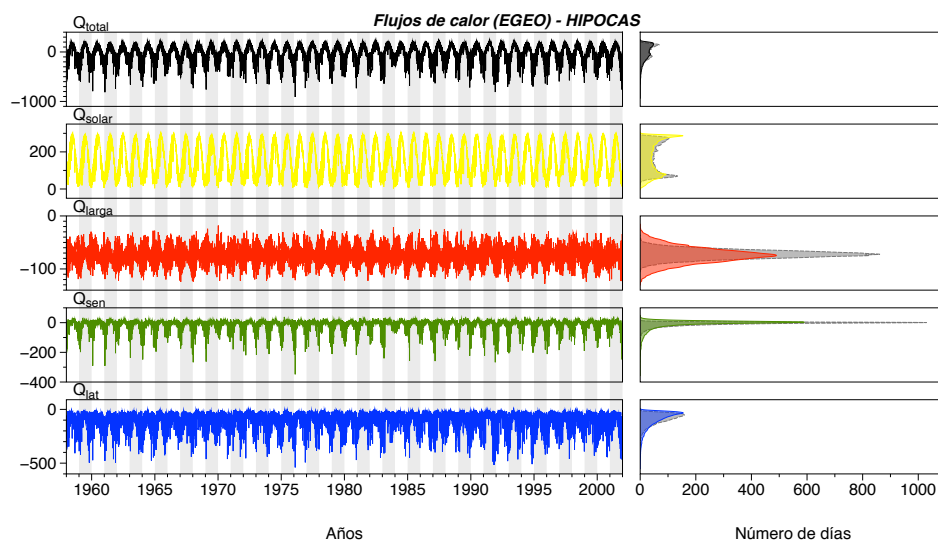


Figura 4.11: Mar Egeo: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en $W m^{-2}$). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en $W m^{-2}$).

valores mostrados en los campos de desviación estándar del flujo de calor sensible y latente. Obviamente, estas amplitudes inciden en un mayor rango del flujo de calor total, obteniéndose los extremos en el mar Egeo seguido del golfo de León con valores respectivos de 1137,2 y 1093,9 $W m^{-2}$.

En términos de variabilidad temporal, se observa que la desviación estándar más alta para el flujo de calor total se da en el mar Egeo con un valor de 163,5 $W m^{-2}$ (Tabla 4.3), en consonancia con el patrón espacial de la Figura 4.6. Se constata asimismo que en las zonas de formación de aguas profundas la variabilidad temporal de las distintas componentes del flujo de calor total es superior a la obtenida para el conjunto del Mediterráneo, siendo esto especialmente notable en el caso de los flujos de calor sensible y latente, alcanzándose la máxima desviación estándar de Q_{sen} y Q_{lat} en el mar Egeo (32,7 $W m^{-2}$) y golfo de León (77,2 $W m^{-2}$), respectivamente. La mayor variabilidad de los flujos de calor en las regiones de elevada convección señala que son más probables en esas zonas los episodios en los que se registran pérdidas extremas de calor turbulento –fundamentalmente durante las olas de frío–, con los consiguientes efectos que acarrearán sobre las capas superficiales del mar.

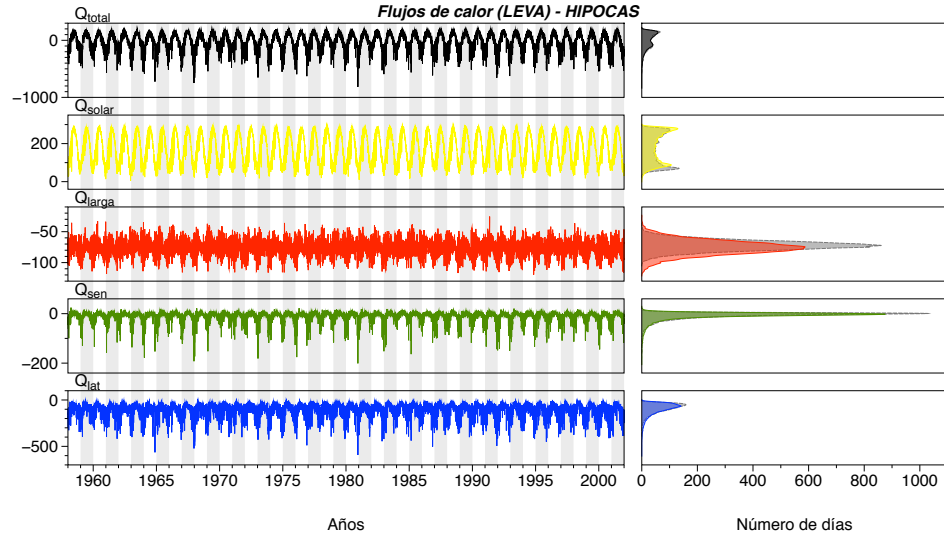


Figura 4.12: Cuenca Levantina: series temporales (izquierda) e histogramas (derecha) de los flujos de calor total (Q_{tot}), radiación solar (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}) (en W m^{-2}). En gris se representan los histogramas para el conjunto del mar Mediterráneo (en W m^{-2}).

4.3 Influencia de los flujos de calor en episodios convectivos del Egeo

Como se ha expuesto anteriormente, el flujo de calor total derivado de los datos HIPOCAS presenta la mayor variabilidad temporal de toda la cuenca mediterránea en el entorno del mar Egeo. Estas fluctuaciones repercuten en la dinámica oceánica de la zona, cambiando localmente la densidad del agua por enfriamiento, modificando de este modo la estratificación de la columna y alterando en ocasiones la circulación termohalina del Mediterráneo. Como se ha señalado con anterioridad, las aguas profundas del Mediterráneo oriental (EMDW) se generan habitualmente al sur del mar Adriático para desplazarse posteriormente hacia el fondo de la cuenca oriental. Sin embargo, a principios de la década de los 90 tuvo lugar el EMT que trastocó el patrón establecido, trasladando la fuente principal de EMDW del Adriático al Egeo. Según Josey (2003), uno de los mecanismos responsables de la aparición del EMT fue la ocurrencia de inviernos particularmente fríos en la zona entre los años 1991 y 1993, que se vieron acompañados de fuertes anomalías negativas de los flujos de calor.

Con el objeto de determinar si los datos del *hindcast* atmosférico HIPOCAS reproducen condiciones propicias en los inviernos 1991-1992 y 1992-1993 para este episodio, se analiza a continuación de manera más pormenorizada

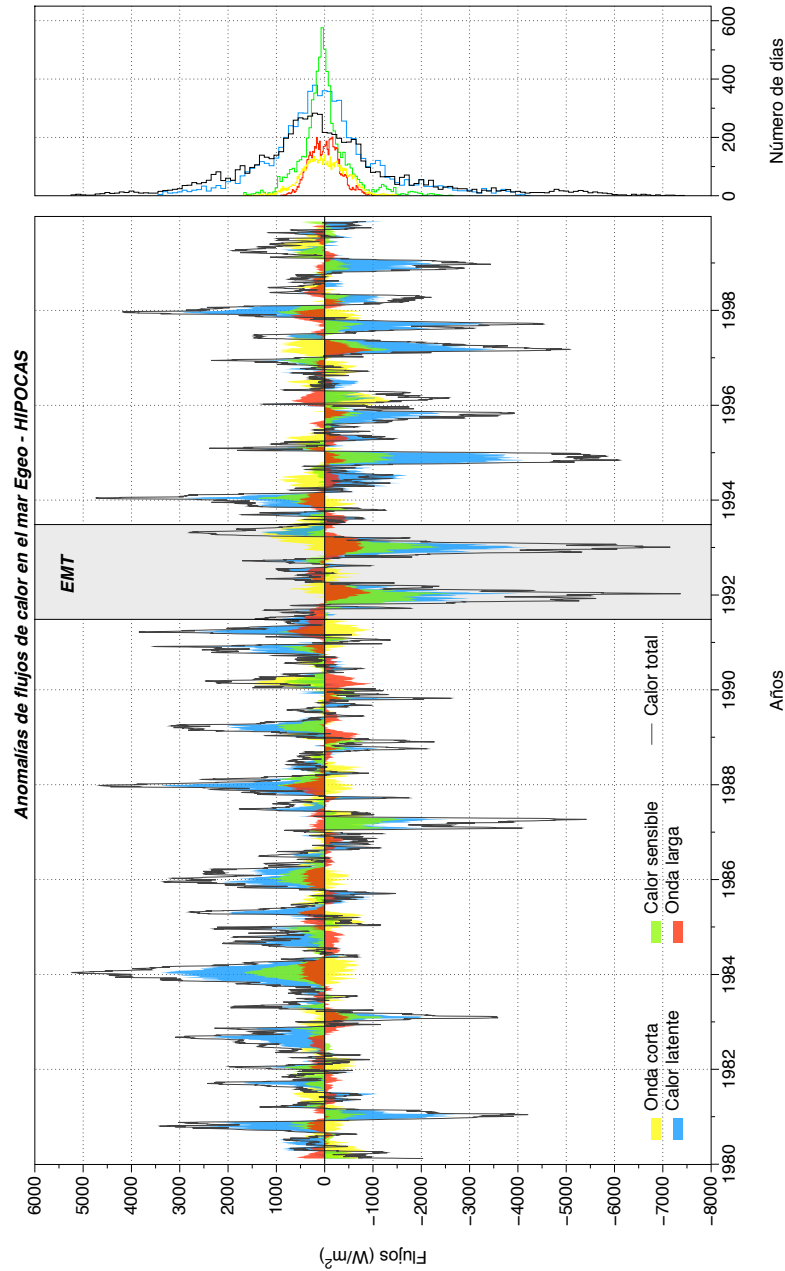


Figura 4.13: Anomalías mensuales (acumuladas en una ventana móvil de 3 meses) de flujos diarios de calor latente (azul), sensible (verde), onda larga (rojo), onda corta (amarillo) y calor total (gris) obtenidos de HIPOCAS en el mar Egeo, de 1980 a 1999, en W m^{-2} . En gris se muestra el periodo correspondiente al EMT y a la derecha se representan los histogramas correspondientes a cada flujo.

Flujo	Anomalías	%
Q_{solar}	+6,7	-10,5
Q_{larga}	-10,3	16,1
Q_{sen}	-24,2	37,9
Q_{lat}	-36,1	56,5
Q_{total}	-63,9	100

Tabla 4.4: Anomalías del flujo de calor total Q_{total} de HIPOCAS y contribución (absoluta y porcentual) de las diferentes componentes sobre Q_{total} en el mar Egeo derivadas de datos HIPOCAS, promediadas para los inviernos 1991-1992 y 1992-1993, en Wm^{-2} .

los valores diarios de flujos de calor derivados de dicha base de datos en el mar Egeo durante el EMT. Para localizar en el tiempo los episodios de fuertes pérdidas de calor en el Egeo se han calculado las anomalías respecto a la media mensual de los flujos diarios de onda corta, onda larga, calor sensible, calor latente y calor total en esa zona. Se ha optado además por acumular estas anomalías en una ventana móvil de tres meses, con el fin de tener en cuenta también la duración de los episodios en que se presentan.

Las series representadas en la Figura 4.13 muestran importantes anomalías negativas del flujo de calor total a lo largo del periodo 1980-1999. Por componentes, las más destacadas corresponden fundamentalmente a los flujos de calor latente y sensible. El histograma de los datos analizados refleja asimismo mayor similitud entre las distribuciones estadísticas de los flujos de calor total y calor latente, siendo especialmente significativo el parecido en las colas de las funciones. Este resultado confirma que las anomalías del flujo de calor total a lo largo del periodo se deben básicamente a anomalías de los flujos de calor latente y en menor medida sensible, resultado consistente con los obtenidos anteriormente en términos de desviación estándar.

Como se observa en la Figura 4.13, las mayores anomalías negativas de flujo de calor total surgen durante los inviernos 1991-1992 y 1992-1993, coincidiendo con la época en que tuvo lugar el EMT en el mar Egeo. Desglosando por componentes se aprecian también durante ese periodo significativas anomalías de los flujos de calor latente y sensible, por lo que éstos parecen ser los factores que determinan las desviaciones del flujo de calor total de HIPOCAS entre 1991 y 1993. En este sentido, de acuerdo con los promedios obtenidos para los meses de invierno del periodo mencionado (Tabla 4.4), las anomalías de flujo de calor latente y sensible son responsables del 56,5 % y 37,9 % de la anomalía de flujo de calor total de HIPOCAS en los meses invernales de 1991 a 1993, respectivamente.

De los resultados obtenidos podemos por tanto deducir que los flujos de

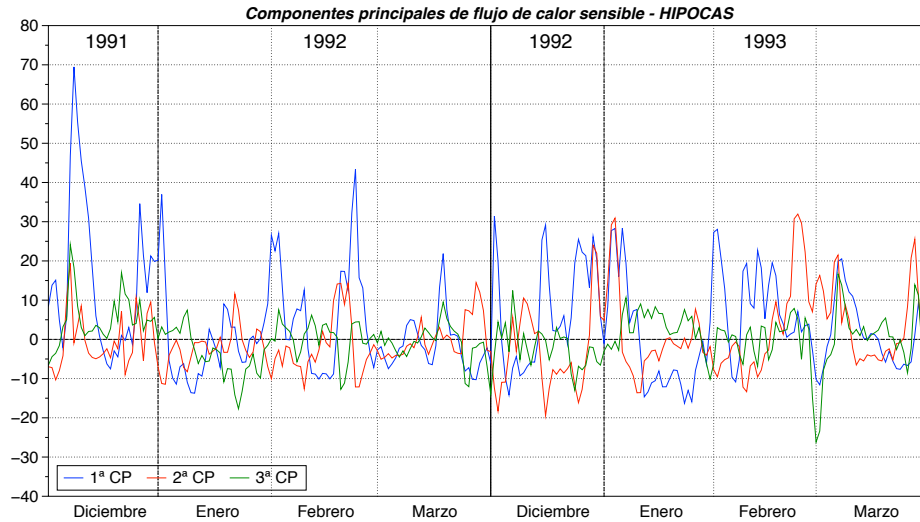


Figura 4.14: Series temporales asociadas a las tres primeras componentes principales de las anomalías diarias de flujo de Q_{sen} HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1991 a 1993).

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5
Q_{sen}	24,7	15,3	8,0	5,5	5,1
Q_{lat}	30,2	21,5	12,0	5,0	4,5
Q_{total}	32,1	21,2	11,1	5,5	4,1

Tabla 4.5: Porcentaje de varianza explicada por las cinco primeras componentes principales de los flujos de calor sensible, latente y total (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001).

calor de HIPOCAS reproducen las pérdidas significativas de calor del mar Egeo durante los episodios transitorios que marcaron los inviernos entre 1991 y 1993.

Con el fin de determinar qué patrones de variabilidad están asociados a los flujos de calor turbulento y total que se dieron durante el EMT, se ha aplicado un análisis de componentes principales (ACP) a las anomalías de los flujos de calor diarios de los meses de diciembre, enero, febrero y marzo del periodo 1958-2001 en el Mediterráneo, conforme a una metodología análoga a la explicada en la sección 3.1 del capítulo 3, para identificar posteriormente los modos dominantes (CPs) durante los meses invernales del periodo 1991-1993.

Las series temporales relacionadas con las componentes principales obtenidas para Q_{sen} , Q_{lat} y Q_{tot} muestran que durante los años en que se produjo el EMT (1991-1993) los coeficientes predominantes corresponden a los tres primeros autovectores. Estas componentes principales explican conjuntamente el 48 %, 63,7 % y 64,4 % de la variabilidad del flujo de calor sensible, calor latente y calor total, respectivamente, de los meses de diciembre, enero, febrero y marzo entre 1958 y 2001 (Tabla 4.5).

En concreto, durante el invierno 1991-1992 los coeficientes que más resaltan en las series correspondientes a Q_{sen} están vinculados fundamentalmente a la primera componente principal (azul en la Figura 4.14). En cambio, en los meses de diciembre 1992, enero y febrero 1993, se aprecian pesos menos pronunciados de esta componente principal, al tiempo que aparecen valores más marcados asociados a la segunda (rojo en la Figura 4.14) y tercera (verde en la Figura 4.14) componente principal.

Los autovectores asociados a las dos primeras componentes principales (Figuras 4.15a y 4.15b, respectivamente) se caracterizan por la presencia de núcleos localizados en el mar Egeo, en particular en el caso de la primera componente principal. Cabe resaltar que estas CPs contabilizan un 24,7 % y 15,3 % de varianza explicada (Tabla 4.5), por lo que se trata de patrones espaciales frecuentes en invierno.

Durante el invierno 1991-1992, la variabilidad temporal del flujo de calor latente viene determinada básicamente por elevados coeficientes asociados a la primera CP (azul en Figura 4.16), que espacialmente se caracteriza por un importante núcleo situado en la cuenca oriental del Mediterráneo con máxima amplitud al sur del Egeo (Figura 4.17a). Mientras, en los meses invernales de 1992 a 1993 la variabilidad aparece más repartida entre las tres primeras CPs, presentando el segundo y tercer autovector características similares entre sí con la presencia de valores extremos al sureste del mar Egeo (Figuras 4.17b y 4.17c). Se observa asimismo alta correlación entre las series de coeficientes de Q_{sen} y Q_{lat} , lo que prueba que las variaciones del flujo de calor sensible y latente van estrechamente ligadas entre sí.

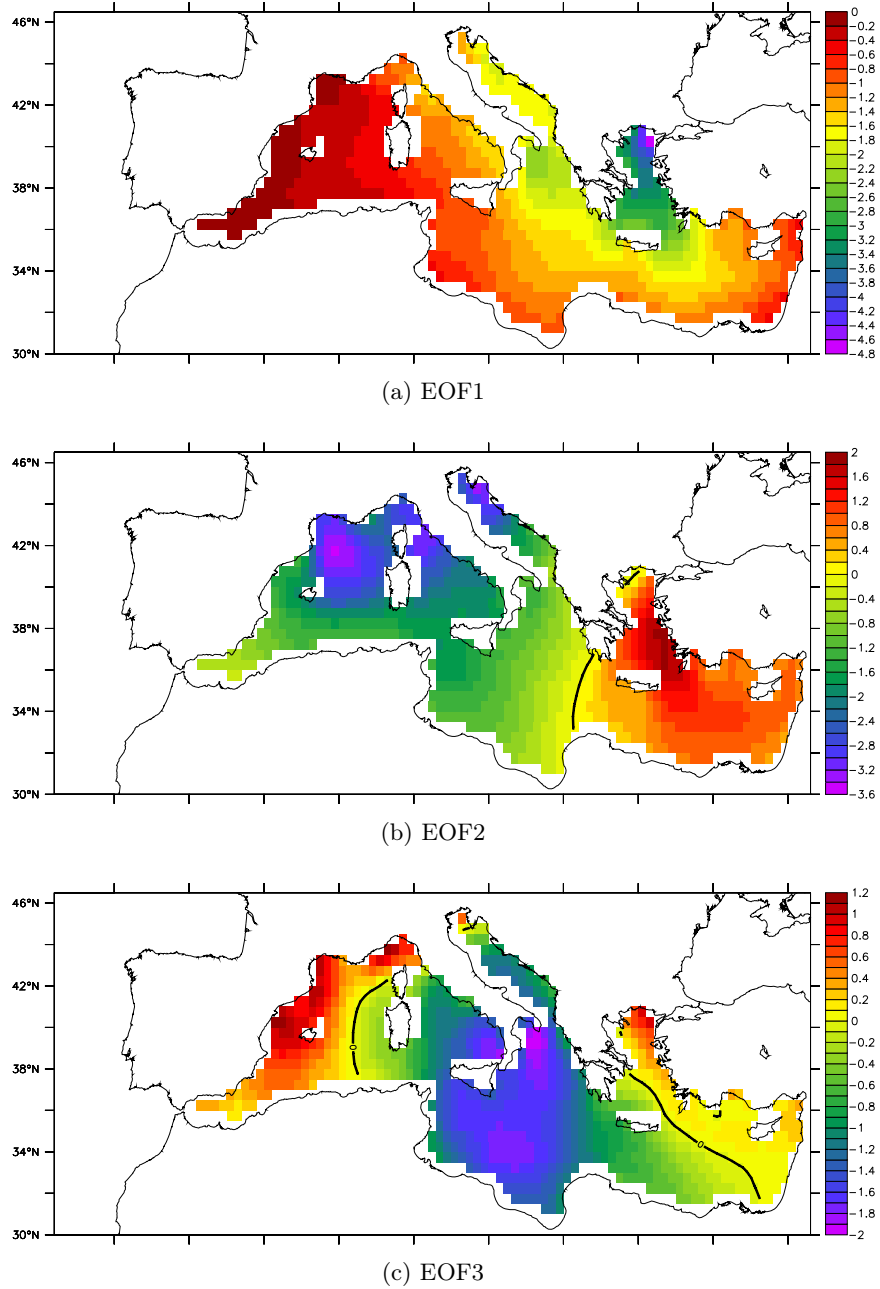


Figura 4.15: Autovectores de Q_{sen} de HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). En negro se representa la isolínea de valor nulo.

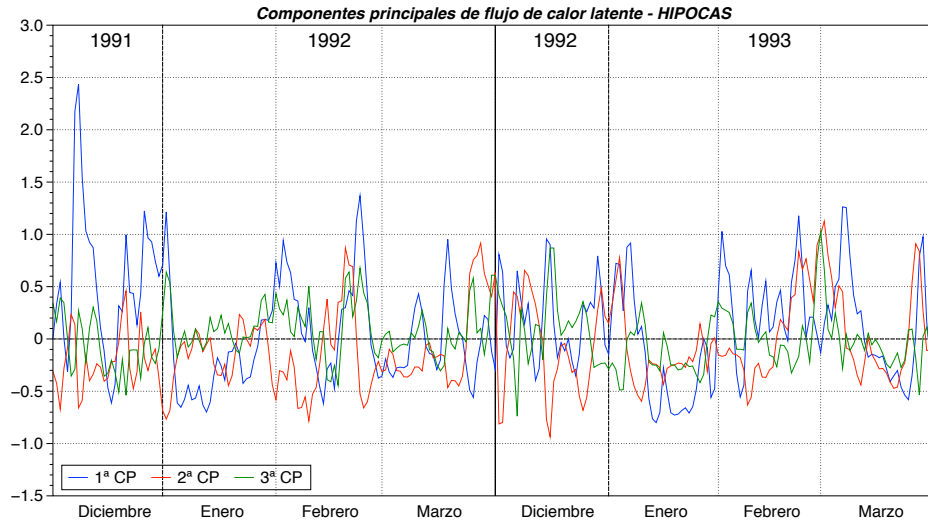


Figura 4.16: Series temporales asociadas a las tres primeras componentes principales de las anomalías diarias de flujo de Q_{lat} HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1991 a 1993).

Como ya se ha indicado, entre 1991 y 1993 la variabilidad del flujo de calor total en el mar Egeo está gobernada fundamentalmente por las variaciones de los flujos de calor turbulento. En este sentido, las series de coeficientes de Q_{tot} (Figura 4.18) presentan grandes similitudes con las obtenidas para Q_{sen} y Q_{lat} , mientras que los autovectores de flujo de calor total (Figura 4.19) comparten patrones espaciales muy parecidos con los descritos por los flujos de calor turbulento. Así, el primer, segundo y tercer autovector de Q_{tot} siguen distribuciones espaciales prácticamente análogas a la exhibidas por las mismas CPs de Q_{sen} y Q_{lat} , con la presencia de valores extremos significativos en el mar Egeo.

Se observa además que en los meses invernales de 1991 a 1992 la primera CP –caracterizada por la presencia de extremos alrededor del Jónico y del Egeo (Figura 4.19a)– adquiere un papel preponderante, tal y como refleja la serie azul de la Figura 4.18, siendo especialmente destacables los coeficientes alcanzados durante el mes de diciembre de 1991. En cambio, a lo largo del segundo invierno del periodo de estudio el flujo de calor total exhibe una mayor alternancia entre los patrones espaciales de las tres primeras CPs. En cualquier caso, las componentes principales señaladas entre 1991 y 1993 reflejan que el patrón viene marcado fundamentalmente por la existencia de valores anómalos en la parte oriental del Mediterráneo, con especial incidencia en el mar Egeo y propagación de las anomalías hacia el mar Levantino.

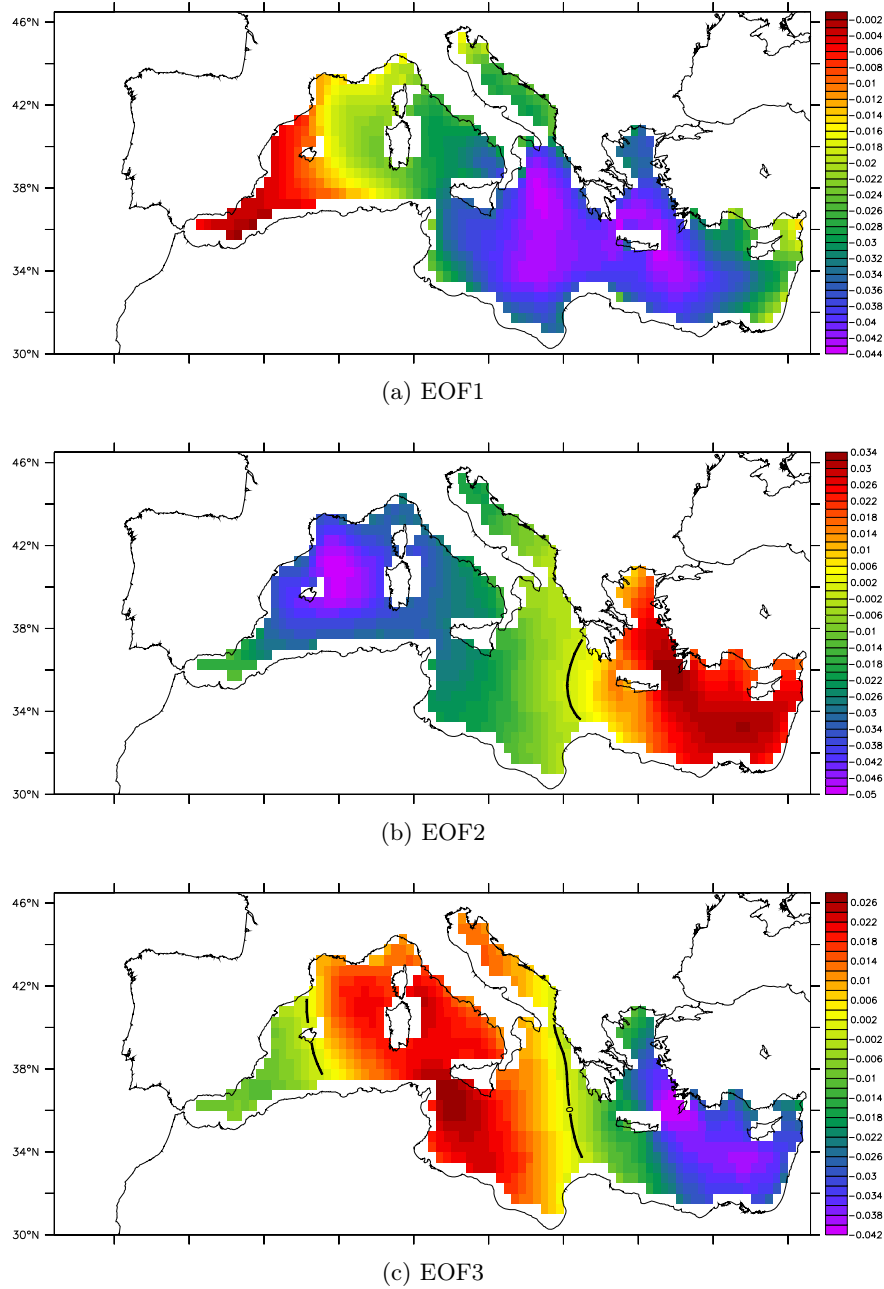


Figura 4.17: Autovectores de Q_{lat} de HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). En negro se representa la isolínea de valor nulo.

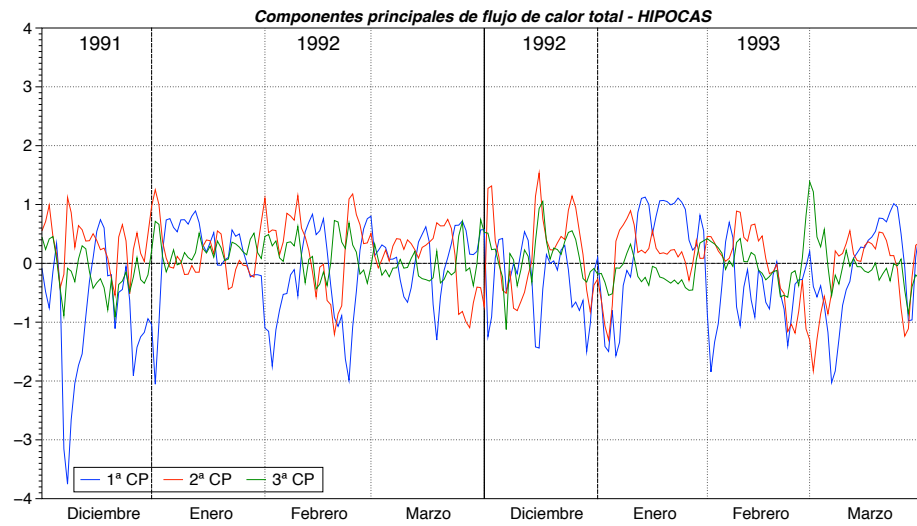


Figura 4.18: Series temporales asociadas a las tres primeras componentes principales de las anomalías diarias de flujo de Q_{tot} HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1991 a 1993).

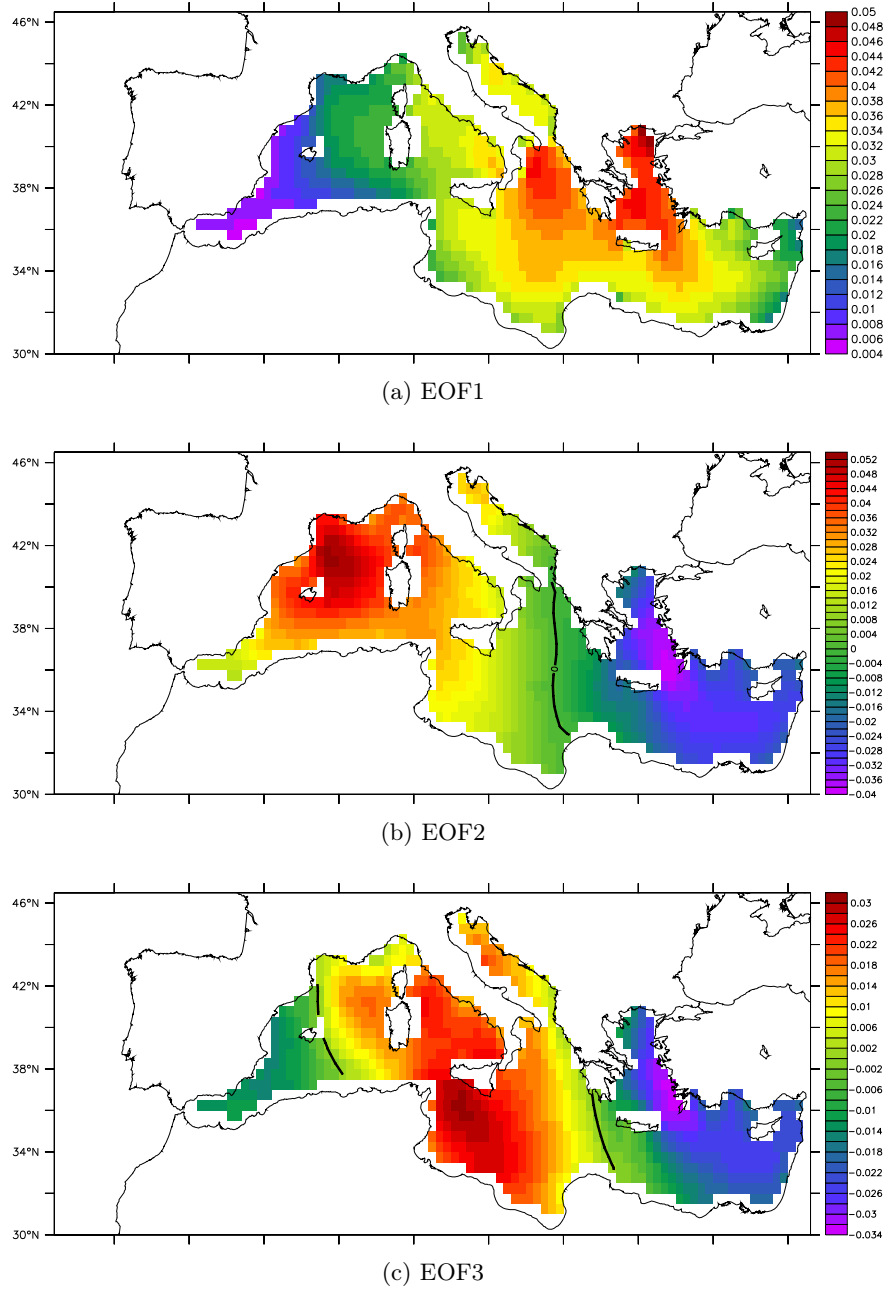


Figura 4.19: Autovectores de Q_{tot} de HIPOCAS (diciembre, enero, febrero y marzo de 1958 a 2001). En negro se representa la isolínea de valor nulo.

4.4 Análisis de valores extremos

Se ha constatado que las pérdidas anómalas de calor sensible y latente en el mar Egeo que favorecieron el EMT de 1991 a 1993 están relacionadas con un patrón espacial de flujos de calor relativamente frecuente en invierno en el Mediterráneo. La distribución espacial de la desviación estándar (Sección 4.1) prueba asimismo que existe una notable variabilidad de estos flujos de calor, tanto en el Egeo como en las demás regiones de formación de aguas profundas (golfo de León, mar Adriático y mar Levantino), provocando cambios en las condiciones de convección que pueden llegar a modificar sensiblemente la circulación termohalina mediterránea. Por ello, para estimar la frecuencia de ocurrencia de eventos anómalos que pueden dar lugar a episodios similares al EMT, se ha llevado a cabo un análisis de extremos circunscribiendo el estudio a los flujos de calor turbulento y total en las cuatro regiones de formación de agua profunda y en toda la cuenca mediterránea, cuyos resultados se muestran a continuación.

Para realizar el análisis de extremos, se ha partido de las series de datos diarios de los flujos de calor sensible, latente y total existentes en cada uno de los puntos de malla del *hindcast* regional HIPOCAS. Dado que los extremos absolutos de Q_{sen} , Q_{lat} y Q_{tot} tienen signo negativo, para estimarlos correctamente se ha cambiado dicho signo. A partir de esas series se han extraído en cada punto del Mediterráneo las pérdidas de calor máximas anuales y se han computado los L-momentos de las nuevas muestras obtenidas –siguiendo la metodología descrita y aplicada en el capítulo 2– con el fin de ajustarlas a funciones de distribución de valores extremos. Como ya se señaló, la ventaja de los L-momentos frente a los métodos convencionales radica en su mayor robustez frente a valores anómalos, permitiendo afinar la estimación de los parámetros de las funciones estadísticas usadas en el ajuste.

Una vez calculados los principales L-momentos –L-media, L-escala, L-coeficiente de variación, L-asimetría y L-curtosis– de las muestras de pérdidas máximas anuales en cada punto de la malla, se ha procedido a ajustar las series a distribuciones estadísticas de valores extremos. Para medir la bondad de ajuste se ha recurrido a los diagramas cuantil-cuantil de valores extremos, que permiten comparar el grado de ajuste de varias funciones de distribución de valores extremos. En estas curvas de ajuste, el eje de abscisas representa los cuantiles de la distribución de valores extremos tipo I (Gumbel) en forma de variable reducida $-\ln(-\ln(F(x)))$, donde $F(x)$ es la probabilidad de no excedencia, y el eje de ordenadas los cuantiles de la muestra considerada.

La Figura 4.20 muestra los diagramas correspondientes a los flujos de calor sensible Q_{sen} y calor latente Q_{lat} para el promedio del mar Mediterráneo, que presentan los cuantiles de las muestras frente a los valores teóricos de las distribuciones Generalizada de Valores Extremos (GVE), Gumbel, Pareto y

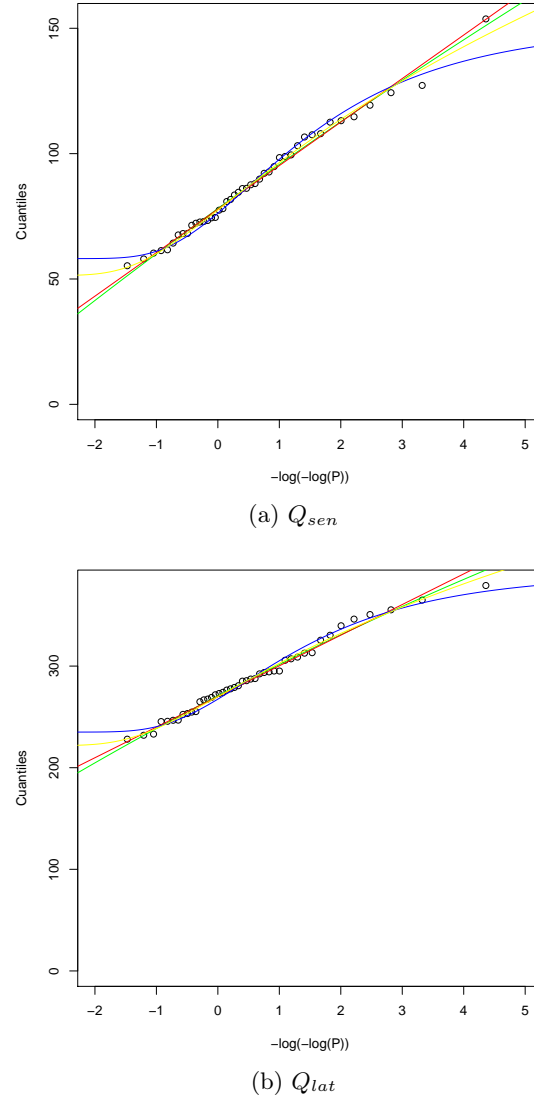


Figura 4.20: Curvas de ajuste de los valores extremos de los flujos de calor sensible (Q_{sen}) y calor latente (Q_{lat}), estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS en el Mediterráneo de 1958 a 2001. El eje de abscisas representa los cuantiles (en valor absoluto) de la distribución de valores extremos tipo I (Gumbel) en forma de variable reducida $-\ln(-\ln(P))$, donde P es la probabilidad de no excedencia, y el eje de ordenadas los cuantiles de la muestra considerada. Se muestran las curvas correspondientes a las funciones de distribución GVE (verde), Gumbel (rojo), Pareto (azul) y Weibull (amarillo), así como los valores de las muestras (negro). Los cuantiles (en $W\ m^{-2}$) se expresan en valor absoluto.

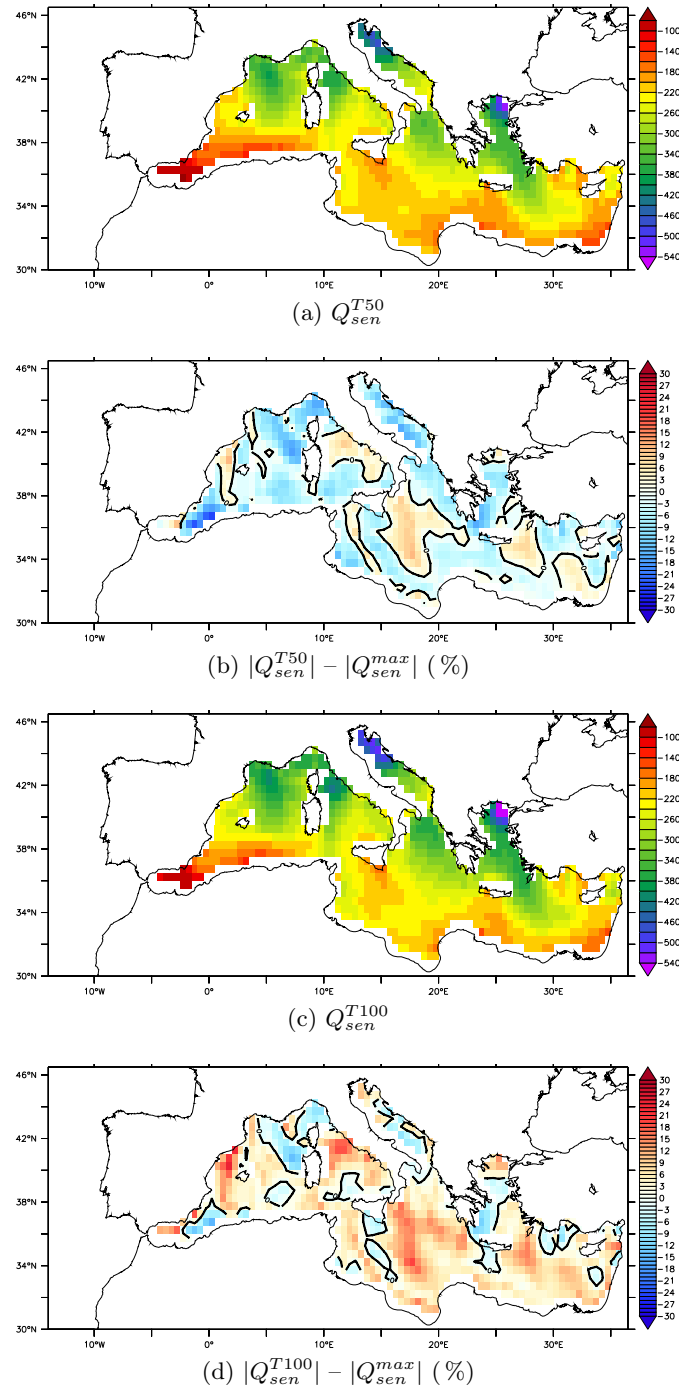


Figura 4.21: Flujos de calor sensible (W m^{-2}) con periodos de retorno de a) 50 años y c) 100 años, estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS (1958-2001). Diferencias porcentuales de los niveles en valor absoluto a b) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno respecto a los valores absolutos máximos anuales. La isolínea negro representa los valores nulos.

	Periodo de retorno (años)	LEON	ADRI	EGEO	LEVA
Q_{sen}	50	-6,40	-8,63	-4,31	-1,03
	100	-0,02	+0,07	+0,76	+4,65
Q_{lat}	50	-3,28	+1,30	-0,64	-0,95
	100	+1,91	+6,41	+2,64	+3,68
Q_{tot}	50	-0,85	-3,18	-1,94	-1,73
	100	+3,90	+2,00	+2,01	+2,92

Tabla 4.6: Diferencias (en %) de los niveles (en valor absoluto) de Q_{sen} , Q_{lat} y Q_{tot} con periodos de retorno de 50 años y 100 años respecto a las pérdidas de calor máximas anuales obtenidas en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino.

Weibull. Tal y como se aprecia en la figura, los mejores ajustes se obtienen con las funciones de Gumbel, Weibull y Generalizada de Valores Extremos (GVE), al aproximarse más a las muestras las curvas respectivas. No obstante, a pesar de tratarse de ajustes muy similares, la función GVE engloba una casuística más amplia al combinar las distribuciones de valores extremos de tipo I (Gumbel), tipo II (Fréchet) y tipo III (Weibull), por lo que se ha decidido finalmente ajustar las muestras a dicha función GVE, definida como

$$F(x) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\xi}}\right\} \quad (4.1)$$

donde μ es el parámetro de localización, σ el parámetro de escala y ξ el parámetro de forma.

Una vez ajustadas en cada punto de malla las series de extremos a la distribución generalizada de valores extremos, se han obtenido los parámetros μ , σ y ξ de dicha función. A partir de estos datos, se han estimado los niveles de retorno de 50 y 100 años para los flujos de calor sensible (Figura 4.21), calor latente (Figura 4.22) y calor total neto Q_{total} (figura 4.23) en cada punto de malla.

En los flujos de calor sensible, los niveles de retorno más destacables se dan en las zonas de formación de aguas profundas en el mar Mediterráneo –golfo de León, mar Adriático, parte del mar Levantino y mar Egeo– alcanzándose -540 W m^{-2} en esta última región para 100 años de periodo de retorno (Figura 4.21). De acuerdo con la distribución espacial observada en los niveles de Q_{sen} , no se aprecian cambios significativos entre los patrones espaciales para periodos de retorno de 50 y 100 años, salvo una intensificación general de los valores alcanzados para 100 años (Figura 4.21c) respecto a 50 años (Figura 4.21a). En valor absoluto, los niveles a 50 años son algo menores que las máximas pérdidas de calor obtenidas en el periodo 1958-2001, en particular a lo largo de la costa mediterránea de la península ibérica. En

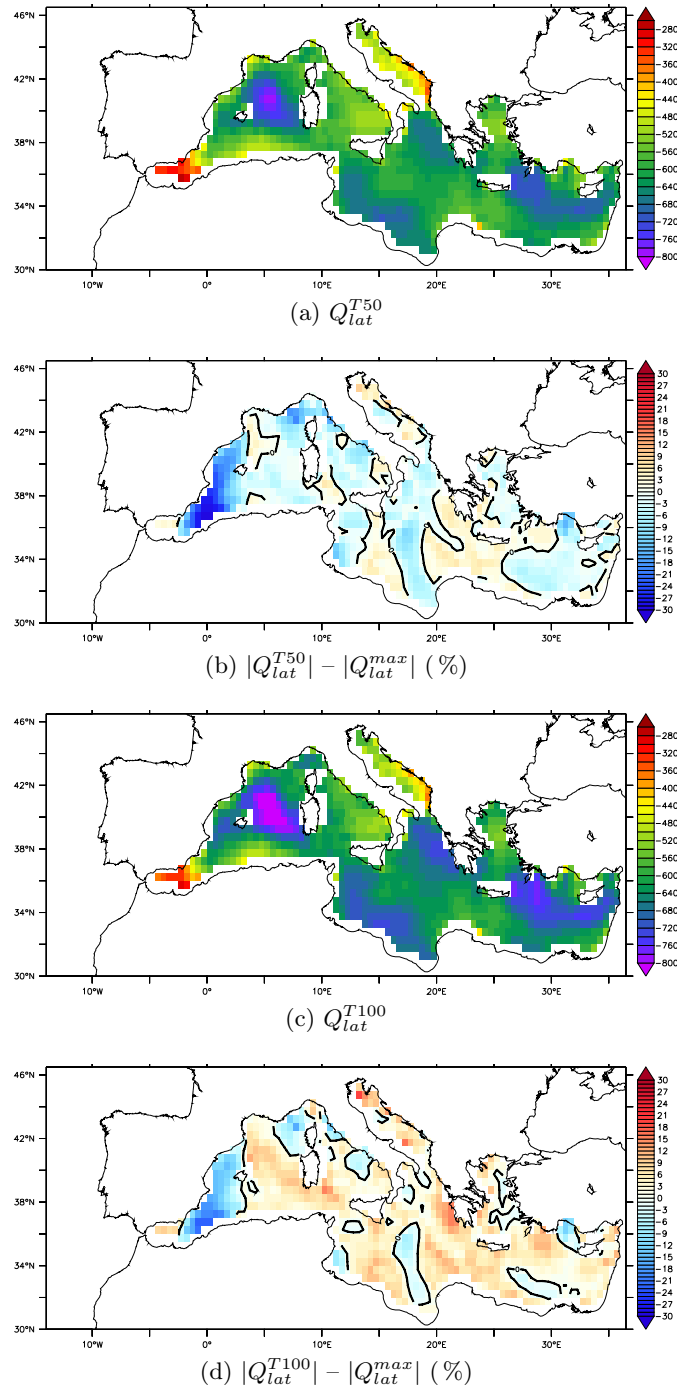


Figura 4.22: Flujos de calor latente ($W m^{-2}$) con periodos de retorno de a) 50 años y c) 100 años, estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS (1958-2001). Diferencias porcentuales de los niveles en valor absoluto a b) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno respecto a los valores absolutos máximos anuales. La isolínea negro representa los valores nulos.

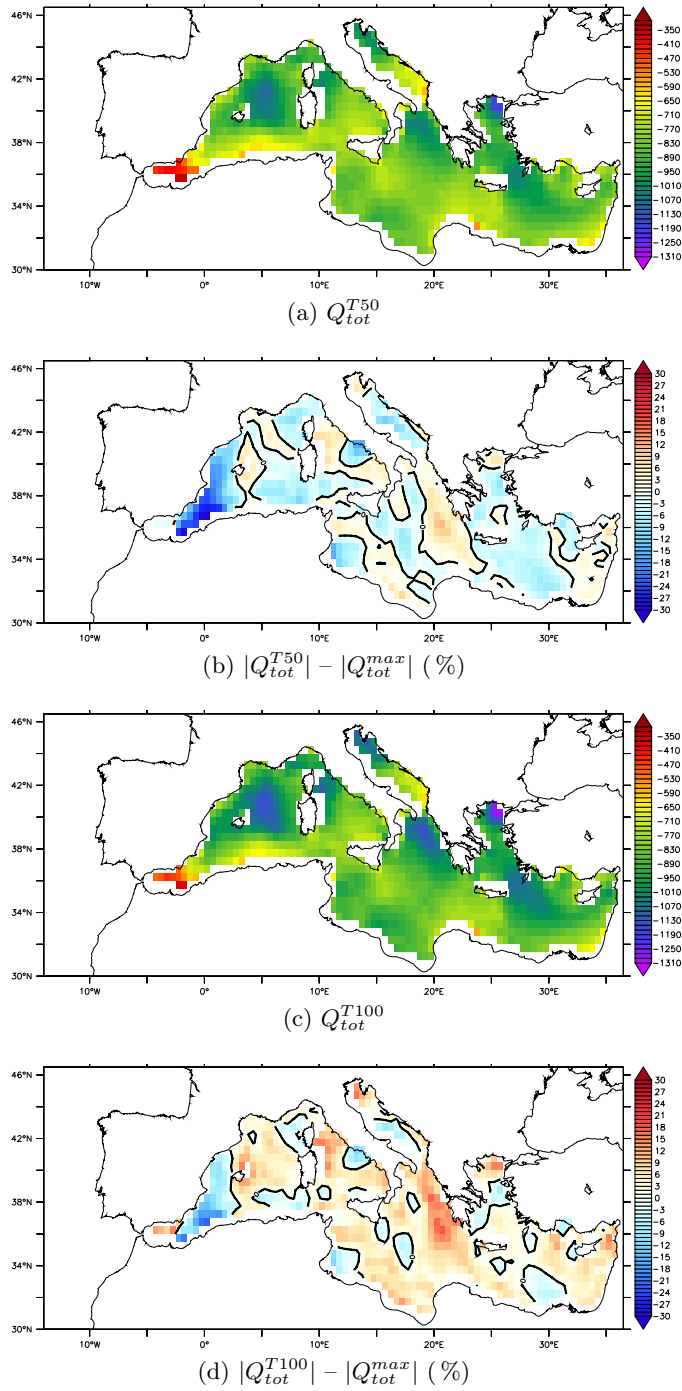


Figura 4.23: Flujos de calor neto total (W m^{-2}) con periodos de retorno de a) 50 años y c) 100 años, estimados a partir de los máximos anuales de HIPOCAS (1958-2001). Diferencias porcentuales de los niveles en valor absoluto a b) 50 años y d) 100 años de periodo de retorno respecto a los valores absolutos máximos anuales. La isolínea negro representa los valores nulos.

cambio, a 100 años el valor absoluto de los niveles de retorno es en general superior a los valores registrados entre 1958 y 2001 en gran parte de la cuenca (Figura 4.21d), si bien el incremento es más atenuado en las zonas de formación de aguas profundas, a excepción del mar Levantino como ilustra la Tabla 4.6 (+4,65 % respecto a los máximos en valor absoluto del periodo 1958-2001).

Los niveles de retorno de Q_{lat} describen un patrón caracterizado por valores especialmente bajos en el centro del golfo de León, mar Levantino y mar Jónico (Figuras 4.22a y 4.22c). Respecto a periodos de retorno de 50 años, las pérdidas de Q_{lat} a 100 años se expanden e intensifican significativamente al sur del golfo de León (-800 W m^{-2}), algo que sucede también en el mar Levantino aunque a menor escala (-720 W m^{-2}). En este sentido, cabe destacar que las zonas mencionadas corresponden a regiones de formación de aguas profundas, tal y como sucede con Q_{sen} a excepción del mar Adriático. En comparación con los máximos (en valor absoluto) obtenidos entre 1958 y 2001, los niveles a 50 años son algo menos intensos en las cuatro regiones analizadas –LEON, ADRI, EGEO y LEVA– (Figura 4.22b). Por el contrario, los niveles para periodos de retorno de 100 años exceden las pérdidas máximas del periodo 1958-2001, especialmente en el mar Adriático donde los sobrepasan en +6,41 % (Tabla 4.6).

Los patrones espaciales de los extremos estimados para el flujo de calor neto total Q_{tot} heredan fundamentalmente las estructuras existentes en Q_{sen} y Q_{lat} (Figura 4.23). En ellos destacan principalmente por sus altas tasas de pérdida de calor las áreas en torno al golfo de León, norte de los mares Adriático, Jónico y Egeo, y mar Levantino, llegando los extremos con periodos de retorno de 50 años a -1150 W m^{-2} al norte del Egeo y -1070 W m^{-2} en el golfo de León, mientras que a 100 años estos valores alcanzan -1300 W m^{-2} y -1200 W m^{-2} , respectivamente, lo que supone incrementos superiores al 2 % respecto a los máximos alcanzados entre 1958 y 2001 (Tabla 4.6). En este punto es importante indicar que estos patrones espaciales se asemejan a los obtenidos para la velocidad del viento con 50 y 100 años de periodo de retorno descritos en el capítulo 2 (Figura 2.7). Estas similitudes señalan por consiguiente que las excepcionales pérdidas de calor neto estimadas están estrechamente ligadas a la aparición de eventos extremos de viento en las zonas mencionadas –Mistral y Tramontana en el golfo de León, Bora en el Adriático norte y Etesios en el Egeo–. Este hecho se ve en cierto modo refrendado por el patrón de Q_{tot} del golfo de León y mar Egeo al observarse la canalización de los valores extremos hacia zonas más meridionales, siguiendo estructuras coincidentes con las trayectorias habitualmente descritas en esas regiones por los vientos anteriormente citados.

Para finalizar el análisis de extremos se han estimado los niveles de Q_{sen} , Q_{lat} y Q_{tot} para periodos de retorno de 1 a 200 años, obteniéndose series

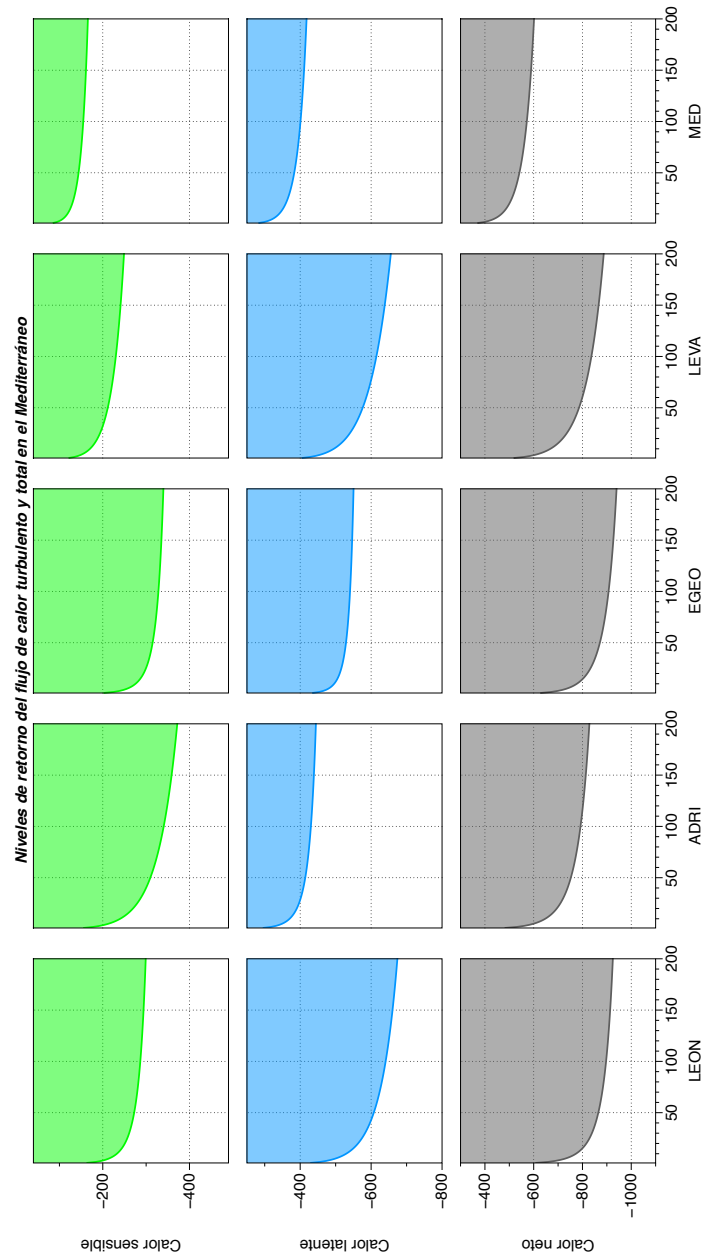


Figura 4.24: Niveles de retorno de los flujos de calor sensible (Q_{sen} , verde), calor latente (Q_{lat} , azul) y calor neto total (Q_{tot} , gris) promediados en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo, mar Levantino y mar Mediterráneo (W m^{-2}).

temporales que muestran la evolución de los valores en función del grado de excepcionalidad de los episodios. El estudio se ha limitado a 200 años dado que las muestras empleadas en la estimación sólo cubren 44 años, y se ha llevado a cabo para las zonas del golfo de León, mar Adriático, mar Egeo, mar Levantino y conjunto del mar Mediterráneo (Figura 4.24). Se observa en primer lugar que dependiendo de la zona estudiada los distintos flujos de calor tienden a alcanzar los umbrales de forma más o menos asintótica. En el caso de los flujos de calor sensible (verde), los valores más bajos aparecen en el mar Egeo y Adriático, si bien los resultados difieren en función del periodo de retorno escogido. Así, para periodos de retorno relativamente cortos –inferiores a 50 años– los mínimos se localizan en el Egeo, tal y como se comprobaba también en la distribución espacial del flujo de calor sensible. No obstante, a medida que nos desplazamos hacia periodos de retorno más largos, los extremos de Q_{sen} tienden a decrecer más lentamente en el mar Egeo alcanzando a partir de 100 años cierta estabilidad asintótica, a diferencia del Adriático donde los valores extremos siguen disminuyendo. En cuanto a Q_{lat} (azul), los mínimos absolutos se producen en el golfo de León y mar Levantino, zonas donde no se observan límites asintóticos a 200 años de periodo de retorno. La combinación de los flujos de calor radiativos y turbulentos dan como resultado la aparición de niveles de retorno extremos para Q_{tot} (gris) principalmente en el golfo de León y mar Egeo. Sin embargo se evidencia también una tendencia asintótica más clara en el golfo de León, donde parecen alcanzarse valores extremos más habitualmente que en el Egeo. En cambio, en esta última región los extremos tienden a la asíntota en valores de periodo de retorno cercanos a 500 años (no mostrado), lo que puede señalar que hay menor propensión a episodios de pérdidas extremas de calor neto en el mar Egeo que en el golfo de León.

4.5 Puntos más relevantes del capítulo

- HIPOCAS presenta una ligera sobrestimación del flujo de calor total en el Mediterráneo que puede dar lugar a un cierre incompleto del balance energético de la cuenca, aunque el sesgo existente puede corregirse en caso de aplicarse estos flujos en simulaciones climáticas oceánicas.
- Los flujos de calor turbulento (sensible y latente) inciden de forma determinante en el patrón espacial del flujo de calor neto medio y en su variabilidad temporal. A diferencia del flujo de radiación solar marcado en general por un gradiente latitudinal y del flujo de onda larga caracterizado por limitadas variaciones espaciales, los flujos de calor sensible y latente exhiben patrones similares entre sí, localizándose los valores extremos en las principales zonas de formación de aguas profundas en el Mediterráneo: golfo de León, mar Egeo, mar Levantino y mar Adriático.
- Los flujos de calor HIPOCAS se distribuyen estadísticamente de manera diversa y presentan acentuadas anomalías temporales entre 1958 y 2001 en el golfo de León, Adriático, Egeo y mar Levantino. Su uso como forzamiento atmosférico de modelos oceánicos asegura una correcta cronología de los eventos y permite que las simulaciones sean lo más realistas posibles.
- Los datos diarios HIPOCAS registran pérdidas anómalas de calor neto, debidas mayoritariamente a anomalías negativas del flujo de calor turbulento, durante los inviernos 1991-1993 en el mar Egeo, coincidiendo con el episodio conocido como EMT marcado por la formación transitoria de aguas profundas en esta zona.
- De acuerdo con un análisis de extremos realizado mediante el método de L-momentos, las pérdidas anómalas de calor neto más significativas tienen lugar en el golfo de León, mar Levantino, sur del Adriático y mar Egeo, pudiendo llegar en esta última zona a -1300 W m^{-2} , lo que supone en promedio espacial un incremento superior al 2 % con respecto a los extremos acontecidos entre 1958 y 2001.
- Los flujos de calor HIPOCAS exhiben patrones espaciales bien definidos a escala regional y muestran marcados episodios anómalos. Estas variaciones espacio-temporales resultan determinantes a la hora de simular de manera consistente la circulación del mar Mediterráneo y los fenómenos locales asociados a ella en escalas climáticas.

Capítulo 5

Modelización baroclínica del mar Mediterráneo

El mar Mediterráneo, debido a la peculiar morfología que lo hace único y permite la existencia en su entorno de eventos convectivos y una circulación termohalina propia, es un laboratorio de gran interés para el campo de la modelización baroclínica. Al tratarse de un mar prácticamente cerrado, funciona globalmente como una gran máquina termodinámica que intercambia agua, calor y sal con el océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar, para recuperar el volumen de agua y la energía cedidas a la atmósfera a través de la superficie. Este gran volumen de agua presenta en la cuenca mediterránea un particular patrón de circulación termohalina caracterizado por corrientes contrapuestas presentes a distintas profundidades (ver Figura 1.2 del capítulo 1). En sentido zonal, se establece una corriente entre 0 a 500 metros de profundidad que está asociada a la entrada de agua atlántica *-AW-* a través del estrecho de Gibraltar. A medida que se desplaza hacia el Mediterráneo oriental, esta agua se va enfriando por la pérdida de calor y salinizando debido a la evaporación, volviéndose de este modo más densa hasta que finalmente se transforma en agua intermedia levantina *-LIW-* al este del Mediterráneo (Lascaratos et al., 1993). Una vez alcanzado el Mediterráneo oriental, la LIW formada retorna hacia el océano Atlántico en capas intermedias. El otro grupo de corrientes son de tipo meridiano y están gobernadas por los procesos convectivos de formación de aguas profundas que acontecen en diversos puntos del mar Mediterráneo, tales como el mar Adriático (Castellari et al., 1998) o el golfo de León (Marshall y Schott, 1999), y, ocasionalmente, el mar Egeo durante los episodios transitorios de *-EMT-* (Roether et al., 1996). Estos distintos eventos convectivos se ven a su vez afectados por las características de la LIW, por lo que las diferentes corrientes existentes están en realidad interconectadas entre sí (Wu y Haines, 1996).

Los modelos baroclínicos constituyen una herramienta sumamente útil

para profundizar en el estudio de los mecanismos que actúan sobre la compleja circulación del mar Mediterráneo. Sin embargo, los trabajos de modelización baroclínica del mar Mediterráneo son aún recientes y sólo han podido desarrollarse a mayor ritmo en los últimos años gracias a la aparición de nuevos modelos de circulación oceánica regionales y al aumento de potencia computacional en las nuevas máquinas de cálculo disponibles. Las simulaciones llevadas a cabo hasta la fecha han permitido comprender mejor los mecanismos que rigen el mar Mediterráneo a escala regional (Beuvier et al., 2010) y local (Herrmann et al., 2008; Vervatis et al., 2013) y realizar proyecciones a futuro para estimar el impacto en términos físicos y biológicos del efecto invernadero en sus aguas mediante modelos oceánicos forzados con flujos atmosféricos (Somot et al., 2006; Albouy et al., 2013) o acoplados (Somot et al., 2008). No obstante, las simulaciones realizadas en esta zona geográfica son aún poco numerosas y sus resultados presentan incertidumbres, en parte ligadas a la escasez de bases de datos de flujos atmosféricos adecuadas en mar abierto. Por ello, con el fin de acotar el rango de estas incertidumbres, es imprescindible ampliar el abanico de simulaciones, bien sea variando el modelo de océano empleado, bien aumentando la resolución espacial o bien utilizando nuevos forzamientos atmosféricos.

En este contexto, las simulaciones que se describen en este capítulo tienen como objetivo validar el uso de los flujos HIPOCAS como nuevo forzamiento atmosférico en una configuración basada en una versión adaptada al mar Mediterráneo del modelo de océano baroclínico NEMO a $1/12^\circ$ de resolución (Madec, 2008b).

En los capítulos anteriores se han analizado los flujos superficiales de momento, agua dulce y calor procedentes de la base de datos HIPOCAS en el mar Mediterráneo, valorando si la variabilidad temporal, cronología y magnitud de los regímenes medio y extremal es realista, e identificando los posibles sesgos existentes. El objetivo de este último capítulo es comprobar la idoneidad de dichos flujos en su aplicación como condición de contorno superficial del modelo de océano baroclínico para evaluar el impacto que tienen en las distintas variables oceánicas que caracterizan la cuenca mediterránea.

Cabe recordar en este punto que los flujos atmosféricos de momento, agua dulce y calor son los responsables de activar y regular la compleja circulación oceánica del mar Mediterráneo, al interaccionar con la superficie marina y modificar sus características mecánicas y termohalinas, de ahí que variaciones en la magnitud de los flujos mencionados puedan desembocar en la alteración del equilibrio del sistema. Con el fin de comprobar cómo pueden afectar al comportamiento del Mediterráneo los posibles cambios en dichos flujos, se ha decidido además realizar un estudio de sensibilidad a los flujos mencionados.

El capítulo se estructura como sigue: en primer lugar se explica cómo se

ha configurado la aplicación de modelado baroclínico del mar Mediterráneo, describiendo el modelo y los diferentes ajustes realizados. La siguiente sección presenta los resultados más relevantes de la simulación baroclínica llevada a cabo para los últimos 20 años del siglo XX, aplicando los flujos de momento, agua dulce y calor HIPOCAS. Finalmente, la última sección se dedica a analizar la sensibilidad del sistema modelizado a cambios en los flujos de momento, agua dulce y calor empleados como forzamiento atmosférico.

5.1 Sistema de modelado del mar Mediterráneo

5.1.1 Modelo baroclínico

Para llevar a cabo las simulaciones se ha empleado el modelo baroclínico de océano NEMO (Madec, 2008b). Este modelo presenta una estructura modular que permite su utilización en diferentes configuraciones, a diferentes resoluciones y para distintas zonas del océano global.

En concreto, en el presente trabajo se ha utilizado la versión NEMO-MED12 (Lebeaupin Brossier et al., 2011), que pretende sustituir a la anterior NEMOMED8 (Sevault et al., 2009), desarrollada por varios laboratorios franceses para adecuar el modelo de circulación general NEMO a simulaciones climáticas en el mar Mediterráneo. La ventaja de NEMOMED12 respecto a NEMOMED8 radica en una mayor resolución y un dominio geográfico fácilmente configurable.

El modelo NEMO describe la dinámica del océano de forma aproximada mediante un sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Estas ecuaciones corresponden a las de Navier-Stokes que describen el movimiento de los fluidos (balance de momento), bajo condiciones de incompresibilidad, equilibrio hidrostático, conservación de calor y sal, y de estado.

Para llegar al citado sistema de ecuaciones primitivas, es necesario asumir una serie de hipótesis:

- (1) aproximación de Tierra esférica: se asume que las superficies geopotenciales son esféricas de modo que la gravedad es paralela al radio terrestre.
- (2) aproximación de aguas someras: la profundidad del océano es despreciable comparada con el radio terrestre.
- (3) hipótesis de cierre turbulento: los flujos turbulentos, que representan el efecto de los procesos de pequeña escala en la gran escala, se expresan a partir de características de gran escala.
- (4) hipótesis de Boussinesq: las variaciones de densidad son despreciables excepto en su contribución en la fuerza de flotabilidad.
- (5) hipótesis hidrostática: la ecuación de momento vertical se reduce al equilibrio entre el gradiente de presión vertical y la fuerza de flotabilidad,

eliminando así los procesos convectivos de las ecuaciones de Navier-Stokes iniciales, que han de parametrizarse.

(6) hipótesis de incompresibilidad: se asume que la divergencia tridimensional del vector velocidad es nula.

Como sistema de referencia, se elige un conjunto ortogonal de vectores unitarios $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})^1$ solidario a la Tierra de modo que \mathbf{k} es el vector local ascendente e (\mathbf{i}, \mathbf{j}) son los dos vectores ortogonales a \mathbf{k} y tangentes a las superficies geopotenciales. Las variables implicadas se definen como

\mathbf{U} el vector velocidad tal que $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + \omega \mathbf{k}$, donde el subíndice h denota el vector horizontal local en el plano (\mathbf{i}, \mathbf{j}) y ω la velocidad vertical,

T la temperatura potencial,

S la salinidad,

ρ la densidad *in situ*.

Teniendo en cuenta las hipótesis anteriores, las ecuaciones primitivas en el sistema vectorial $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$ fijado quedan como sigue

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = -[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla(\mathbf{U}^2)]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_o} \nabla_h p + \mathbf{P}^{\mathbf{U}} + \mathbf{F}^{\mathbf{U}} \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (5.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T \mathbf{U}) + P^T + F^T \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S \mathbf{U}) + P^S + F^S \quad (5.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (5.6)$$

donde ∇ es el operador diferencial en la base $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$, t el tiempo, z la coordenada vertical, ρ_o la densidad de referencia, p la presión, $f = 2\boldsymbol{\Omega} \cdot \mathbf{k}$ el parámetro de Coriolis, (siendo $\boldsymbol{\Omega}$ el vector de velocidad angular de la Tierra) y g la aceleración gravitacional. El operador P representa la contribución de los procesos físicos de pequeña escala (parametrización) del momento ($\mathbf{P}^{\mathbf{U}}$), calor (P^T) y salinidad (P^S), mientras que los términos F ($\mathbf{F}^{\mathbf{U}}$, F^T y F^S , para el momento, calor y salinidad, respectivamente) representan los términos de forzamiento superficial sobre dichos procesos.

¹En negrita se representan los vectores.

La resolución del modelo es menor que la escala a la que se producen las mayores fuentes de turbulencia vertical (inestabilidad por cizalladura, rotura de ondas internas, entre otros), por lo que los movimientos turbulentos nunca se resuelven explícitamente y han de ser parametrizados (Madec, 2008b). Se asume que los flujos verticales turbulentos dependen linealmente de los gradientes a gran escala, en un proceso análogo a la disipación y difusión molecular. En nuestro caso, el esquema de cierre turbulento utilizado es el TKE (del inglés *Turbulent Kinetic Energy*) de orden 1,5 de Blanke y Delecluse (1993), que calcula el coeficiente de mezcla vertical que liga los procesos de pequeña y gran escala mediante un modelo basado en la ecuación de pronóstico de la energía cinética turbulenta, y asume de este modo el cierre de las escalas de longitud turbulenta. Respecto a la difusión horizontal, se aplica un operador armónico tanto para la dinámica como para los trazadores, con un coeficiente asociado dependiente del punto espacial considerado.

A escala climática el efecto promediado de las mareas tiene un impacto poco apreciable sobre la dinámica oceánica de la zona mediterránea, no incluyéndose por tanto dicho término en las ecuaciones del modelo. Asimismo, en la configuración empleada para realizar las simulaciones, el modelo no contempla el efecto de barómetro invertido.

El modelo baroclínico NEMO resuelve el sistema de ecuaciones primitivas descrito por medio de un esquema de discretización temporal. Los términos relativos a los procesos no difusivos (advección de momento, calor y sal, gradiente de presión y términos de Coriolis) se resuelven mediante un esquema conocido como *leapfrog* que simplifica el cálculo, no amortigua los movimientos oscilatorios lineales ni produce inestabilidades amplificándolos, al que se le aplica un filtro de Asselin para evitar la aparición en las soluciones de ruido de alta frecuencia. Este esquema presenta la siguiente forma

$$x_f^t = x^t + \gamma[x_f^{t-\Delta t} - 2x^t + x^{t+\Delta t}] \quad (5.7)$$

donde x equivale a u , v , T o S , el subíndice f denota los valores filtrados, $\gamma = 0, 1$ es el coeficiente de Asselin, Δt es el paso temporal y los superíndices señalan el instante temporal en que se evalúan las distintas variables (Madec, 2008b). Por el contrario, para los términos difusivos y de relajación el modelo utiliza en el presente estudio el esquema de tipo *backward* (implícito)

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t I_x^{t+\Delta t} \quad (5.8)$$

donde I_x representa la parte derecha de la ecuación considerada.

5.1.2 Configuración del modelo

5.1.2.1 Dominio

Como se ha señalado, NEMOMED12 permite definir el área geográfica deseada. En el caso que nos ocupa, se decidió implementar una configuración

que extendiera el dominio a parte del océano Atlántico nororiental para así cubrir adecuadamente todo el entorno del estrecho de Gibraltar y zonas aledañas, dado el papel fundamental jugado por los transportes de agua y calor a través de Gibraltar en la circulación marina mediterránea. En concreto, la zona simulada abarca la zona comprendida entre las longitudes 21°W y 38,25°E y las latitudes 23,1°N y 49,5°N cubriendo la totalidad del mar Mediterráneo, junto con todas las zonas costeras de la península ibérica y las Islas Canarias (Figura 5.1). De ahora en adelante denominaremos IBMED12 a esta configuración.

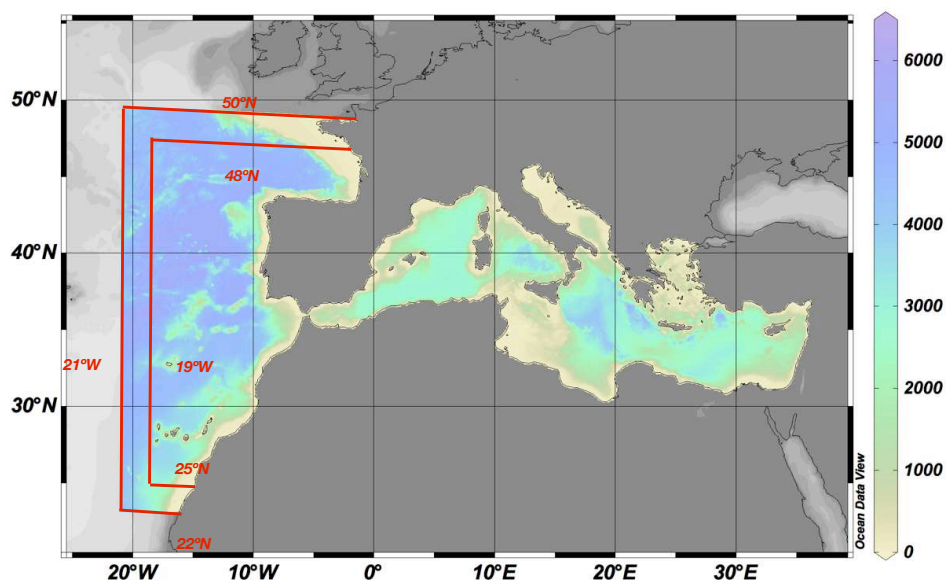


Figura 5.1: Dominio geográfico y batimetría de IBMED12, y zona *buffer* en el contorno atlántico.

La rejilla de IBMED12 se distribuye en una malla de tipo Arakawa C (Arakawa y Lamb, 1977), de 700 puntos en longitud y 394 en latitud con una resolución horizontal de $1/12^\circ$ en ambas direcciones¹. La discretización vertical se realiza por medio de 50 niveles no equiespaciados que se adaptan al fondo oceánico mediante una configuración en *partial steps* (Barnier et al., 2006), fijándose una mayor densidad de niveles conforme nos acercamos a la superficie (30 de ellos se localizan en los primeros 400 metros de profundidad).

El dominio objeto de la simulación se cierra artificialmente en el borde

¹Esta resolución permite simular estructuras mesoescalares tales como giros (el modelo es *eddy-resolving*), al corresponder los $1/12^\circ$ aproximadamente al primer radio de deformación de Rossby ($L_R = \frac{N \cdot H}{f_0}$), donde $N = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$ es la frecuencia de Brunt-Väisälä, H la altura de escala y $f_0 = 2\Omega \sin\phi$ el parámetro de Coriolis.

exterior atlántico, en cuyos puntos de malla se impone la condición de corrientes nulas. No obstante, debido a la existencia de esta frontera cerrada en la parte atlántica del dominio, es necesario definir una zona denominada de esponja o *buffer* en inglés, en la que se relaja la temperatura y salinidad del modelo de océano regional a datos procedentes de climatologías o simulaciones globales, para garantizar el realismo de las integraciones. En este caso, la zona *buffer* ocupa una franja de aproximadamente 2° de ancho que bordea la frontera atlántica norte, oeste y sur del dominio espacial.

La batimetría empleada proviene de los datos de la configuración ORCA12, que resulta de la combinación de datos ETOPO2 (NGDC, 2006) para aguas abiertas y GEBCO (IOC et al., 2003) para la plataforma continental.

5.1.2.2 Forzamiento superficial y condiciones de contorno

Como se ha mencionado, en esta simulación las condiciones de contorno superficial son proporcionadas por los flujos atmosféricos HIPOCAS de momento, agua dulce y calor. En concreto, la tensión del viento (flujo de momento), que se ejerce en la superficie del océano a lo largo de las direcciones x e y del modelo, actúa como condición de contorno superficial a la hora de estimar la evolución de la mezcla vertical en términos de dinámica.

En cuanto al flujo de calor superficial, a la hora de introducirlo en el modelo se distingue entre la contribución no solar y la de radiación solar. La primera corresponde a la parte del flujo de calor no penetrante en el océano, compuesta por los flujos de calor turbulento (sensible y latente) y la radiación de onda larga. Se aplica como tendencia de la condición de contorno superficial en la ecuación de evolución temporal en primer grado de la temperatura. La componente de radiación solar (penetrante) se aplica en cambio como tendencia tridimensional en la citada ecuación de temperatura.

El flujo de agua dulce proporcionado por los datos de forzamiento se introduce de dos maneras en las ecuaciones: por un lado contribuye a cambiar el volumen del agua y por otro modifica en superficie la concentración en sal y otros trazadores. Por consiguiente, aparece en la ecuación de la altura del nivel del mar como flujo de volumen y en la ecuación de evolución temporal de la salinidad como término de concentración/disolución.

Respecto a las condiciones de contorno laterales, los valores tridimensionales de temperatura y salinidad simulados por el modelo se relajan en la zona *buffer* paralela a los contornos laterales del norte, oeste y este del dominio simulado a datos climatológicos o de simulaciones globales. Esta relajación se basa en un esquema de tipo newtoniano y equivale en las ecuaciones de conservación de calor (5.4) y sal (5.5) al término de forzamiento

$$F = -\frac{X_{oce} - X_{clim}}{\tau} \quad (5.9)$$

donde X_{oce} es la temperatura/salinidad del mar estimada por el modelo oceánico, X_{clim} la temperatura/salinidad del modelo global o base de datos climatológicos a la que se relaja y τ el tiempo de restauración. El tiempo de restauración empleado equivale a 3 días de relajación (relajación fuerte) en el borde exterior del dominio y aumenta gradualmente hasta 100 días (relajación débil) en el borde interior de la zona *buffer*, de modo que la relajación es espacialmente lineal y deja que el modelo actúe libremente una vez alcanzado el mencionado borde interior.

Una técnica de relajación newtoniana similar es aplicada a la temperatura superficial del mar –*Sea Surface Temperature (SST)*– simulada (SST_{oce}) siguiendo el mismo procedimiento (Barnier et al., 1995), dado que existe un desajuste entre ésta y la temperatura superficial considerada por el modelo atmosférico (SST_{atm}) que genera el forzamiento superficial. Esta relajación permite que ambos valores de SST (el proporcionado por el modelo atmosférico y el del modelo de océano) converjan de modo que

$$Q_{tot}^{oce} = Q_{tot}^{atm} - \rho_0 C_p \left(\frac{SST_{oce} - SST_{atm}}{\tau} \right) \quad (5.10)$$

donde Q_{tot}^{oce} es el flujo de calor total superficial estimado por el modelo de océano, Q_{tot}^{atm} es el flujo de calor total usado como forzamiento atmosférico (en nuestro caso, el flujo HIPOCAS) y $-\rho_0 C_p \left(\frac{SST_{oce} - SST_{atm}}{\tau} \right)$ es el término correspondiente a la relajación newtoniana deducido del desarrollo de primer orden en SST del flujo de calor, donde τ equivale aquí a 5 días. Por tanto, dicho término de relajación actúa en realidad como acoplamiento de primer orden entre el flujo de calor atmosférico HIPOCAS y la SST del modelo oceánico, asegurando de este modo la consistencia entre ambos parámetros (Barnier et al., 1995).

En términos de conservación de volumen, el transporte de agua entrante en Gibraltar permite equilibrar el déficit neto de agua que se produce en el Mediterráneo por exceso de evaporación, proceso que ha de cumplirse también en el modelo de circulación oceánica. Sin embargo, la existencia de una frontera cerrada en la zona atlántica del área simulada hace que a largo plazo la pérdida de agua en el Mediterráneo no se compense, puesto que no permite la entrada de materia a través de ella. Para evitar la progresiva pérdida de agua, en el dominio se calcula el volumen de agua evaporada en el Mediterráneo en cada paso temporal y se revierte ésta en forma de precipitación en la zona *buffer* atlántica. Esta metodología permite reproducir en cierto modo el proceso real de retorno de agua al Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar (Sevault et al., 2009).

5.1.2.3 Corrección de los flujos de agua dulce y calor

Como se ha mencionado en los capítulos 3 y 4, la configuración cuasi-cerrada del mar Mediterráneo determina un particular equilibrio hídrico y térmico en la cuenca. Por ello, para garantizar la estabilidad del sistema oceánico simulado es necesario que los flujos de agua dulce y calor impuestos al modelo de océano se acerquen lo más ajustadamente posible a dicho balance. Es importante, por consiguiente, cuantificar los posibles sesgos existentes en los datos HIPOCAS usados como forzamiento atmosférico en las simulaciones para, en caso necesario, poder aplicar las medidas correctivas que permitan minimizarlos y evitar así desajustes o derivas poco realistas de las variables simuladas (Pettenuzzo et al., 2010).

Los campos espaciales de HIPOCAS se han interpolado de su resolución original ($1/2^\circ$) a la resolución del modelo de océano ($1/12^\circ$). Respecto a la interpolación es importante señalar que, debido a las diferentes propiedades de la superficie, determinados flujos atmosféricos presentan notables contrastes entre sus valores sobre zonas marítimas y terrestres. Con el fin de evitar que la inclusión de valores costeros terrestres en la interpolación resulte en valores anómalos poco representativos de las zonas marítimas costeras, se ha aplicado antes de la interpolación un proceso de extensión artificial de los valores de los flujos en puntos marítimos costeros a los puntos terrestres colindantes.

La interpolación realizada no distorsiona los patrones espaciales existentes pero puede alterar ligeramente los promedios de los flujos. En el presente estudio, no se ha observado prácticamente variación alguna en los flujos de radiación solar Q_{solar} , irradiancia terrestre Q_{larga} y calor sensible Q_{sen} , pero en cambio sí ha disminuido ligeramente la intensidad del flujo de calor latente Q_{lat} en 1 W m^{-2} (Tabla 5.1). Este ligero cambio se traduce finalmente en ganancias de calor neto Q_{total} en la superficie del Mediterráneo, que asciende a $+1 \text{ W m}^{-2}$. Este promedio de signo positivo del Q_{total} HIPOCAS interpolado da a entender que el mar Mediterráneo gana calor en superficie, cuando teóricamente el cierre del balance energético establece que ha de perder calor para equilibrar el aporte de calor neto del Atlántico al Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar. En este sentido, las estimaciones del transporte neto de calor en Gibraltar realizadas a partir de medidas de boyas de fondeo varían entre $+4$ y $+9 \text{ W m}^{-2}$ (Macdonald et al., 1994; Bethoux, 1979), oscilando las más recientes en torno a $+5 \text{ W m}^{-2}$. De acuerdo con la condición del cierre del balance energético en el Mediterráneo y considerando que la señal del cambio climático permanece débil hasta finales del siglo XX, la ganancia de calor a través del estrecho debería compensarse con una pérdida de orden similar en la superficie marítima de la cuenca. Sin embargo, a la vista del valor positivo del flujo de calor neto HIPOCAS obtenido en la superficie del Mediterráneo tras la interpolación, el cierre del citado balance

	Q_{solar}	Q_{larga}	Q_{sen}	Q_{lat}	Q_{total}
HIP _{orig}	+169	-73	-8,	-88	0
HIP _{int}	+169	-73	-8	-87	+1
Observaciones	+185 ^a	-84 ^a	-14 ^b	-90 ^b	-3
HIP _{int} vs. HIP _{orig}	0	0	0	+1	+1
HIP _{int} vs. Obs	-16	+11	+6	+3	+4
Corrección	+16	-11	-6	-3	-4
Valor final	+185	-84	-14	-90	-3

Tabla 5.1: Promedios de los flujos de calor en el Mediterráneo de HIPOCAS a la resolución original ($1/2^\circ$, HIP_{orig}) y a la resolución de IBMED12 ($1/12^\circ$, HIP_{int}) (periodo 1980-1999). Promedios observados, según Sánchez-Gómez et al. (2011), a partir de datos de ^aNOC (1980-2004), ^bHOAPS (1988-2005) y flujo de calor total resultante. Sesgos de HIP_{int} respecto a HIP_{orig} y a los flujos observados. Correcciones aplicadas y valor final de los flujos de calor usados como forzamiento atmosférico (en $W\ m^{-2}$).

no se completaría (Tabla 5.1).

En la actualidad son aún muy escasos los conjuntos de datos que cumplen la condición de cierre del balance de calor en el Mediterráneo, como ponen de relieve Sánchez-Gómez et al. (2011). En dicho trabajo se analizaron diferentes fuentes de datos observacionales y simulados de flujo de calor en el Mediterráneo, con el fin de determinar cuales eran las que proporcionaban un adecuado cierre al balance energético en la cuenca. Los autores combinaron distintas fuentes de observaciones de flujos de calor y llegaron a la conclusión de que el conjunto de datos formado por NOC (Josey et al., 1998) para los términos radiativos Q_{solar} y Q_{larga} , y HOAPS-3 (Andersson et al., 2010) para los flujos de calor turbulento Q_{lat} y Q_{sen} proporciona valores medios de pérdida de calor en superficie que en gran medida equilibran las ganancias en Gibraltar dadas por Macdonald et al. (1994) y Bethoux (1979) (Tabla 5.1). Nótese que, si bien los periodos tomados por Sánchez-Gómez et al. (2011) para el cómputo de los promedios difieren entre NOC (1980-2004) y HOAPS-3 (1988-2005), ambos caracterizan en líneas generales el último tramo del siglo XX, objetivo de la simulación forzada con los datos HIPOCAS (1980-1999). Dados estos condicionantes, se asume que la influencia de la variabilidad interanual de los años no coincidentes es en general pequeña, por lo que se da por válida la representatividad de dichos promedios para el periodo simulado. En el caso de los flujos radiativos, los valores medios propuestos por Sánchez-Gómez et al. (2011) para el periodo 1980-2004 valen $+185\ W\ m^{-2}$ y $-84\ W\ m^{-2}$ para Q_{solar} y Q_{larga} , respectivamente (Tabla 5.1). En cuanto a los flujos Q_{lat} y Q_{sen} , los promedios respectivos son $-90\ W\ m^{-2}$ y $-14\ W\ m^{-2}$ entre 1988 y 2005. La suma de las cuatro componentes mencio-

nadas arroja finalmente un flujo total de -3 W m^{-2} , valor muy cercano a los rangos señalados por Macdonald et al. (1994) y Bethoux (1979).

Al usar estos datos observacionales como referencia que garantiza el equilibrio térmico del Mediterráneo, se constata que el origen de la sobrestimación detectada en el flujo de calor neto HIPOCAS radica en un flujo de radiación solar demasiado bajo (-16 W m^{-2} respecto a las observaciones) combinado con flujos de onda larga y de calor turbulento menos intensos que las observaciones (sesgos de $+11$, $+6$ y $+3 \text{ W m}^{-2}$ para Q_{larga} , Q_{sen} y Q_{lat} , respectivamente).

Si bien la diferencia entre el flujo de calor total HIPOCAS y las observaciones tomadas como referencia no constituye un sesgo positivo particularmente elevado comparado con los mostrados por otras bases de datos simulados presentadas en Sánchez-Gómez et al. (2011), dicho sesgo puede generar paulatinamente derivas positivas a largo plazo de la temperatura en toda la columna de agua, al desajustarse ligeramente el balance de energía en el Mediterráneo. Dado el impacto potencial que los sesgos en los flujos de calor pueden acarrear en la simulación oceánica, se ha procedido a corregirlos. A fin de minimizar estos desajustes se ha asumido que los sesgos existentes son sistemáticos y se han aplicado correcciones a las diferentes componentes de los flujos de calor análogas en todos los puntos del dominio de IBMED12 para no alterar la distribución espacial de los mismos. El objetivo final de estas correcciones es que el flujo de calor neto HIPOCAS perdido en la superficie del Mediterráneo se aproxime al valor de referencia propuesto por Sánchez-Gómez et al. (2011) y quede equilibrado así el aporte calorífico que penetra a través del estrecho de Gibraltar. Las correcciones aplicadas (de $+16$, -11 , -6 y -3 W m^{-2} para Q_{solar} , Q_{larga} , Q_{sen} y Q_{lat} , respectivamente) contrarrestan por tanto los sesgos de los flujos HIPOCAS interpolados a $1/12^\circ$, lo que da como resultado un valor final de Q_{tot} de -3 W m^{-2} coincidente con el valor tomado como referencia (Tabla 5.1).

El flujo de agua dulce total usado como forzamiento atmosférico en la simulación es el resultado de la suma de la evaporación neta (E-P) de HIPOCAS y del término de escorrentía –compuesto por la descarga de los ríos R y el aporte del mar Negro N– proporcionado por la climatología RivDis de la UNESCO (Vorosmarty et al., 1998). En este punto, cabe recordar que en el capítulo 3 se muestra que HIPOCAS subestima ligeramente los valores de evaporación neta en el Mediterráneo. Así, la combinación de la E-P de HIPOCAS con datos de escorrentía de la climatología RivDis (Tabla 5.2) arroja asimismo un valor inferior a los flujos de agua dulce basados en observaciones mostrados por Sánchez-Gómez et al. (2011) –al igual que ocurre con los flujos de calor, los periodos de los datos observacionales usados como referencia se consideran representativos del periodo (1981-1999) simulado en este trabajo, a pesar de no ser totalmente coincidentes en el tiempo–. Esta

Flujos (mm año^{-1})	Forzamientos	OBS1	OBS2
E-P	807	859 ⁽¹⁾	881 ⁽²⁾
E-P-R-N	484	612 \pm 90	660 \pm 110

Tabla 5.2: Promedio espacial y temporal de los flujos de agua dulce en el mar Mediterráneo. En los forzamientos atmosféricos, los datos de evaporación y precipitación corresponden a HIPOCAS (1981-1999) y los de escorrentía y mar Negro a la climatología RivDis. OBS1 y OBS2 corresponden a flujos de agua dulce analizados por Sánchez-Gómez et al. (2011) y calculados a partir de observaciones de ⁽¹⁾NOC (1980-2004) para evaporación y HOAPS (1988-2005) para precipitación, y ⁽²⁾HOAPS (1988-2005) para ambas variables, junto con climatologías de R y N.

subestimación del flujo de agua dulce total E-P-R-N puede conllevar derivas negativas en el contenido salino del Mediterráneo debido a un mayor aporte neto de agua, por lo que se ha decidido modificar dicho flujo de agua dulce antes de llevar a cabo la simulación. La ventaja de esta corrección reside en que permite reducir el sesgo sin afectar a la variabilidad interanual de la salinidad superficial y del flujo de agua dulce, a diferencia de lo que ocurriría al emplear una relajación newtoniana. Para calcular la corrección mencionada, se ha tomado como referencia el valor medio del rango definido por las observaciones de la Tabla 5.2 (entre 612 ± 90 y $660 \pm 110 \text{ mm año}^{-1}$) estimado en 646 mm año^{-1} . Para llegar al valor de referencia escogido ha sido preciso por tanto sumar 162 mm año^{-1} ($+0,45 \text{ mm día}^{-1}$) al balance. Este dato se añade a todos los puntos de la malla del modelo y a cada paso temporal, evitando así alteraciones en los patrones espaciales locales y en la variabilidad interanual de la salinidad superficial. De este modo, se incrementa ligeramente la evaporación neta para que la salinidad no presente derivas negativas.

5.1.2.4 Simulaciones de *spinup*

La propia naturaleza caótica de la dinámica oceánica conlleva la posible desestabilización del sistema por mínimas variaciones de las condiciones iniciales o de contorno, por lo que es imprescindible que nuestra simulación parta de un estado inicial dinámicamente consistente. Por ello, se ha de alcanzar previamente cierta estabilidad mediante simulaciones denominadas de *spinup* que permiten “calentar” el modelo proporcionando un estado del océano estable y coherente en el que las corrientes y masas de agua creadas se equilibran lo máximo posible, y que es, por tanto, adecuado como condición inicial de la simulación baroclínica definitiva.

El periodo de *spinup* simulado viene condicionado por el tiempo requerido para que el océano alcance la estabilidad deseada; en nuestro caso la

integración de *spinup* fue de 12 años y se dividió en dos fases. Una primera simulación de *spinup* de tres años (julio 1980 - junio 1983), que de ahora en adelante denominaremos **IM12-000**, procedió a relajar las variables oceánicas de temperatura y salinidad en toda la malla tridimensional hacia los datos climatológicos empleados como base de la simulación. El objetivo fundamental de este primer *spinup* no es otro que poner en marcha la dinámica del océano simulado, manteniendo la estructura y las distintas masas de agua existentes en la climatología. Nótese que las masas de agua generadas tras este primer *spinup* no son necesariamente consistentes dado el forzamiento atmosférico impuesto.

Tras este *spinup* de tres años, se ha continuado con el *spinup* denominado **IM12-001** en el que se ha circunscrito la relajación tridimensional de temperatura y salinidad a la zona *buffer* (Figura 5.1), siguiendo el método descrito en el apartado 5.1.2.2. Este segundo *spinup* cubre el periodo de julio de 1980 a junio de 1989 y toma como condiciones iniciales el estado oceánico proporcionado por la simulación *spinup* inicial **IM12-000** para julio de 1983. El objetivo de esta segunda fase de simulación de *spinup* es permitir que el modelo de circulación cree sus propias masas de agua –esta vez ya sí consistentes con los forzamientos de contorno superficiales (atmosféricos) y laterales (oceánicos) aplicados– para así generar el estado oceánico que será usado como condición inicial de la simulación baroclínica de 20 años a realizar (de ahora en adelante **IM12-002**).

En el presente estudio, la simulación de *spinup* inicial **IM12-000** ha partido de condiciones iniciales de temperatura y salinidad procedentes de un compendio de datos mensuales de la climatología MEDAR/MEDATLASII (Rixen et al., 2005) en el mar Mediterráneo y Levitus 94 (Boyer y Levitus, 1994) en el océano Atlántico. A diferencia de MEDAR/MEDATLASII, Levitus 94 sólo proporciona un ciclo estacional (12 meses), por lo que para añadir variabilidad interanual a estos datos climatológicos se ha decidido corregirlos con anomalías mensuales del *hindcast* global oceánico ORCA-R025 G70 (Barnier et al., 2006) que cubre el periodo 1958-2004. Por otro lado, para asegurarnos de que el estado inicial del océano es suficientemente estable, se ha procedido a emplear condiciones iniciales propias del verano (julio 1980), época del año en la que la columna de agua está más estratificada y por tanto es menos proclive a desestabilizarse (Somot, 2005).

Durante todo el periodo de simulación *spinup* (**IM12-000** e **IM12-001**) se ha forzado superficialmente el modelo con datos horarios HIPOCAS de los flujos de momento, agua dulce y calor (Sotillo, 2003), analizados en los capítulos 2, 3 y 4, respectivamente, y corregidos tal y como se ha señalado en el apartado anterior. Asimismo, de acuerdo al esquema descrito con anterioridad, se ha relajado cada 6 horas la SST de IBMED12 al valor proporcionado por el reanálisis global NCEP (Kalnay et al., 1996), el cual fue

empleado como forzamiento global en la generación del *hindcast* atmosférico HIPOCAS. No obstante, la constante de relajación utilizada, equivalente a 5 días de relajación, no es excesivamente fuerte y permite al modelo de océano la creación de patrones espaciales y temporales de SST propios de las escalas resueltas.

Tras llevar a cabo los dos *spinups*, se han analizado las salidas de los mismos con el fin de evaluar si se alcanza un grado de estabilidad adecuado en el sistema. En primer lugar conviene verificar si el sistema dinámico alcanza un estado de equilibrio aceptable, para lo cual se analiza la evolución de la energía cinética promediada en todo el volumen de agua simulado.

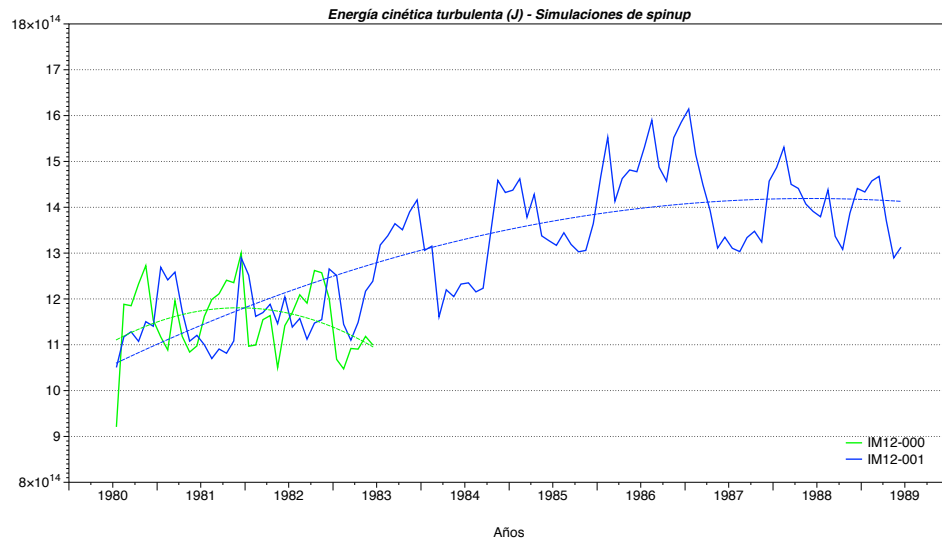


Figura 5.2: Serie temporal de la energía cinética turbulenta acumulada en todo el volumen de agua de IBMED12 para las simulaciones de *spinup* **IM12-000** (verde) e **IM12-001** (azul). Las líneas discontinuas muestran un ajuste cuadrático de cada serie.

La serie temporal de la energía cinética en la simulación **IM12-000** muestra que la componente dinámica se equilibra rápidamente en esta primera simulación de *spinup* (verde en la Figura 5.2), fruto de las condiciones impuestas por los datos climatológicos empleados en la relajación. Por el contrario, en **IM12-001** el modelo actúa más libremente al no aplicarse condiciones tan restrictivas como en **IM12-000**, de ahí que esta simulación requiera cierto tiempo para estabilizarse como muestra la serie temporal de energía cinética obtenida (azul en la Figura 5.2). En ella no se aprecia inicialmente signos de estabilidad puesto que la energía cinética se incrementa de forma paulatina desde 1980 hasta 1986, pero sí posteriormente al estabilizarse la energía cinética a partir de 1986.

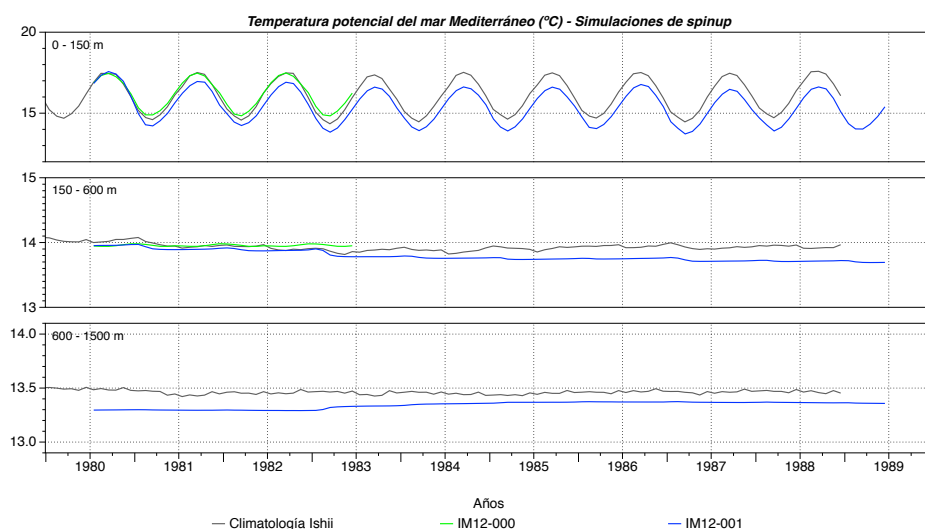


Figura 5.3: Series temporales del promedio espacial por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la temperatura potencial en el mar Mediterráneo. Se presentan los resultados de las simulaciones de *spinup* **IM12-000** (verde), **IM12-001** (azul) y los valores de la climatología Ishii (gris).

A pesar de que la energía cinética nos da una idea del grado de estabilización logrado en los *spinups*, es necesario analizar también la evolución de la temperatura potencial y salinidad. Dadas las diferencias existentes en la circulación oceánica de la cuenca a distintas profundidades y las derivas que pueden provocar en las masas de agua, se centrará el estudio en distintas capas de la columna de agua del Mediterráneo. Con este fin se han comparado las series temporales del promedio de dichas variables con valores obtenidos de la climatología Ishii (Ishii et al., 2006) en varias capas del mar Mediterráneo. Se han definido tres franjas que permiten caracterizar *grosso modo* la columna de agua: una capa superficial de 0 a 150 metros de profundidad, otra intermedia de 150 a 600 metros y una más profunda de 600 a 1500 metros. Los resultados muestran que los valores medios de temperatura y salinidad simulados son muy similares a los reflejados por la climatología Ishii en **IM12-000** (Figuras 5.3 y 5.4). Estos resultados se atienen a lo esperado, ya que durante este *spinup* la relajación tridimensional evita que los valores de temperatura y salinidad se desvíen de lo impuesto por las climatologías usadas a tal efecto (MEDAR/MEDATLASII en el Mediterráneo y Levitus 94 en el Atlántico).

El segundo *spinup* ha sido lanzado desde julio de 1980 partiendo del estado oceánico obtenido al final del primer *spinup*. De acuerdo con las series de temperatura promediada por capas, se observa inicialmente una deriva

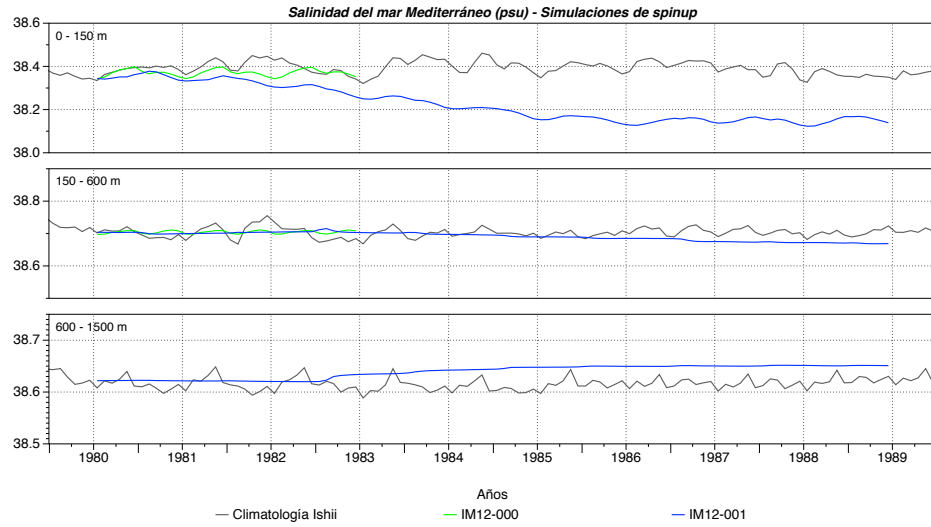


Figura 5.4: Series temporales del promedio espacial por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la salinidad en el mar Mediterráneo. Se presentan los resultados de las simulaciones de *spinup* **IM12-000** (verde), **IM12-001** (azul) y los valores de la climatología Ishii (gris).

negativa de la misma que se estabiliza a partir de 1984, siendo el proceso más lento en las capas más profundas (Figura 5.3). La salinidad refleja un comportamiento muy similar, aunque la estabilización se alcanza algo más tarde, especialmente en la capa superficial donde tiene lugar a finales de 1986 (Figura 5.4). No obstante tanto la temperatura potencial como la salinidad coinciden aproximadamente con la energía cinética en el tiempo necesario para estabilizar sus valores respectivos a distintas profundidades. En cualquier caso, se ha prolongado esta simulación de *spinup* hasta mediados de 1989 para asegurar la obtención de un estado del océano suficientemente estable para ser empleado como condición inicial de la siguiente integración de *hindcast*.

Del análisis de los *spinups* se deduce que el sistema de modelado baroclínico IBMED12 alcanza el grado de estabilidad requerido para garantizar simulaciones exentas de derivas espurias asociadas a desequilibrios en los forzamientos o al ajuste del sistema.

5.2 Simulación de la circulación marina del Mediterráneo (1980-1999)

Uno de los objetivos principales del presente estudio consiste en generar un *hindcast* de 20 años del mar Mediterráneo. Con este fin se ha simulado

la evolución del clima oceánico desde julio de 1980 hasta diciembre de 1999, por medio del modelo NEMOMED12 en la configuración IBMED12 descrita anteriormente, forzado con los flujos superficiales de momento, agua dulce y calor procedentes del *hindcast* atmosférico HIPOCAS, una vez corregidos éstos con el fin de evitar derivas espurias de las variables oceánicas (como se ha descrito en el apartado 5.1.2.3).

Como estado inicial del océano de esta simulación, a la que de ahora en adelante llamaremos **IM12-002**, se han usado las condiciones del mes de julio de 1989 de la simulación de *spinup* **IM12-001**, dinámicamente consistente y ya generada por el propio sistema IBMED12, rebautizándolas en este caso como julio de 1980. Aunque dichas condiciones iniciales no se corresponden con el mes seleccionado, hay que resaltar que el fin de la simulación climática es fundamentalmente reproducir de forma realista la variabilidad interanual del mar Mediterráneo.

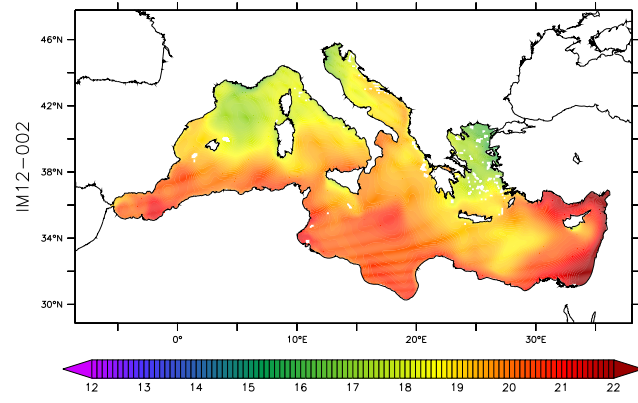
Mediante este *hindcast* oceánico se han generado medias diarias de las variables superficiales del mar Mediterráneo y mensuales de las variables que caracterizan el resto de la columna de agua. A continuación se analiza el comportamiento de dichas variables oceanográficas, evaluando su grado de realismo frente a valores observados.

5.2.1 Temperatura

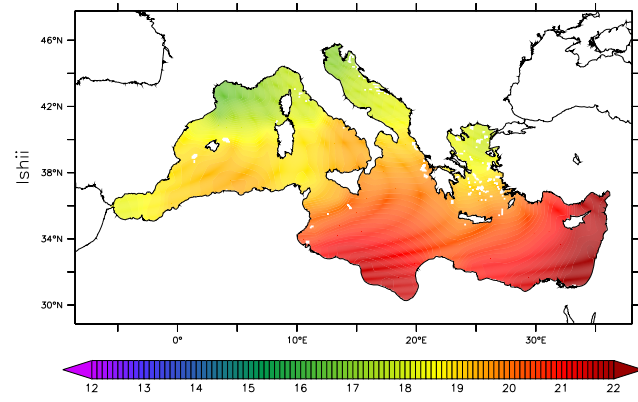
La temperatura superficial obtenida a partir de los datos del *hindcast* promediados para el periodo de estudio (1981-1999) se distribuye espacialmente (Figura 5.5a) conforme a un patrón conocido en la cuenca mediterránea (Figura 5.5b), marcado por un gradiente latitudinal de temperatura creciente hacia las zonas más meridionales de la cuenca, localizándose los máximos en el mar Levantino y costas norteafricanas, mientras que las aguas más frías se sitúan en el entorno del golfo de León, norte del Adriático y mar Egeo.

Con el fin de determinar los sesgos en la temperatura superficial simulada, se ha realizado una comparación del campo espacial con la climatología Ishii (Ishii et al., 2006). Para llevar a cabo la comparación se han interpolado previamente los datos climatológicos, que originalmente se distribuyen en una malla horizontal de $1/2^\circ$ de resolución, a la malla de $1/12^\circ$ de resolución de la configuración IBMED12.

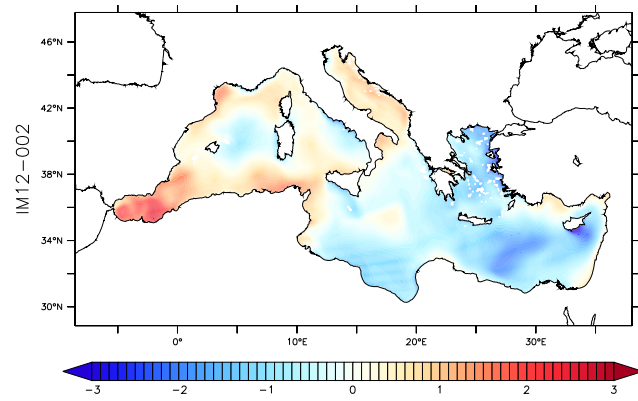
Como muestra la Figura 5.5c, la simulación *hindcast* **IM12-002** subestima la temperatura superficial en la mayor parte del Mediterráneo, alcanzando los sesgos negativos más destacables $1,5^\circ\text{C}$ en la zona del mar Levantino, entre las costas de Egipto y Turquía. Por el contrario, en el extremo occidental del Mediterráneo predomina la sobrestimación de la SST, especialmente en el mar de Alborán, donde la diferencia supera 2°C , y a lo largo de la costa argelina.



(a) IM12-002



(b) Ishii



(c) IM12-002 vs. Ishii

Figura 5.5: Distribución espacial de la media de la temperatura superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) **IM12-002**, b) climatología Ishii y c) diferencia entre ambas (en °C).

En la zona del mar de Alborán se ha comparado la temperatura simulada con información observacional procedente de la boya de la Red Exterior de Puertos del Estado situada en el cabo de Gata (Álvarez Fanjul et al., 2003). La comparación efectuada durante el periodo en que se solapan los datos simulados y observados (1998-1999) muestra que el modelo reproduce de manera realista el ciclo estacional (Figura 5.6), aunque sobrestima en $+2,45$ °C la temperatura en consonancia con los sesgos espaciales observados frente a la climatología, con un error cuadrático medio (RMSE) de $+2,73$ °C. No obstante, la simulación reproduce de manera realista el ciclo estacional durante el citado periodo (correlación de 0,94) y estima de forma muy aceptable la variabilidad temporal de la zona, como muestra la correlación obtenida (0,66) entre las series de anomalías de temperatura simulada y la registrada en la boya.

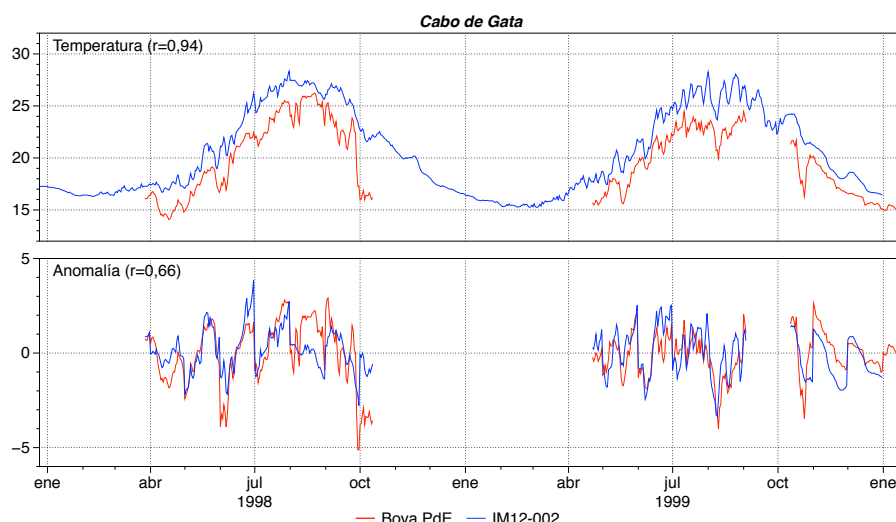


Figura 5.6: Series temporales de temperatura superficial diaria (panel superior) y anomalía de temperatura respecto a la media mensual (panel inferior) obtenida a partir de la simulación **IM12-002** (en azul) y de las observaciones *in situ* (en rojo) registradas en la boya de la Red Exterior de Puertos del Estado (PdE) del cabo de Gata ($2,32^{\circ}$ O; $36,57^{\circ}$ N) (en °C).

Para determinar el posible origen de estos sesgos en SST de la simulación **IM12-002**, se ha calculado la correlación espacial entre los campos de la temperatura superficial simulada y los flujos de calor HIPOCAS originales usados como forzamiento en la simulación. Los resultados (Tabla 5.3) muestran que el patrón de SST simulada no parece correlacionarse de manera clara con los patrones medios de los distintos flujos de calor, salvo para el flujo de radiación solar (Q_{solar} , $\rho = 0,61$), principalmente por la presencia en ambos casos del gradiente latitudinal. Por el contrario, si se comparan los

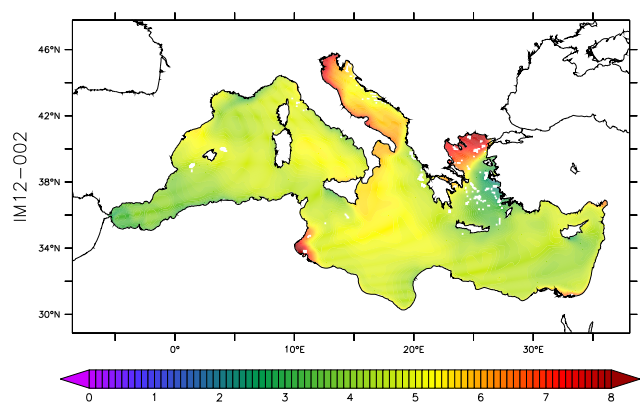
Correlación SST	Q_{solar}	Q_{larga}	Q_{sen}	Q_{lat}	Q_{total}
IM12-002	0,61	-0,17	0,18	-0,11	0,21
Sesgo IM12-002 - Ishii	-0,56	0,58	0,67	0,80	0,67

Tabla 5.3: Correlación espacial de la temperatura superficial del mar Mediterráneo simulada y de su sesgo respecto a la climatología Ishii frente a los flujos de onda corta (Q_{solar}), onda larga (Q_{larga}), calor sensible (Q_{sen}), calor latente (Q_{lat}) y calor total (Q_{tot}). Los cálculos se han realizado para el periodo de la simulación 1981-1999.

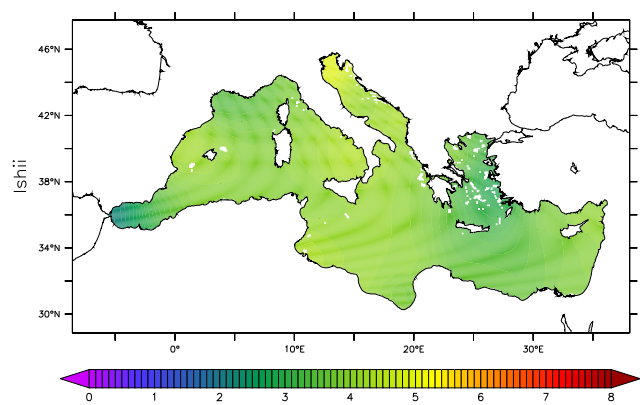
campos de dichos flujos de calor con el sesgo entre la SST y la climatología Ishii, los resultados arrojan correlaciones muy superiores, en particular con los flujos de calor turbulento (calor sensible Q_{sen} y latente Q_{lat}), que alcanzan correlaciones de 0,67 y 0,80 respectivamente. Por tanto, de acuerdo con estos resultados los sesgos en la SST simulada parecen deberse en gran medida a la existencia de anomalías respecto a los datos climatológicos de los flujos de calor turbulento empleados como forzamiento atmosférico en el modelo, especialmente en las zonas con valores más extremos.

Desde el punto de vista de la variabilidad temporal, la temperatura superficial del mar Mediterráneo no varía del mismo modo en toda la cuenca y presenta cambios notables de un área a otra. Según los resultados de **IM12-002**, las mayores variaciones térmicas se dan en general en la zona central de la cuenca (Figura 5.7a). Sin embargo, destacan por encima del resto las zonas costeras noroccidentales del mar Adriático, el noroeste del mar Egeo y el sur de la costa tunecina, con desviaciones estándar en las citadas regiones que alcanzan 8 °C. Como cabe esperar dada la resolución temporal de las variables superficiales simuladas, **IM12-002** presenta mayor variabilidad que la climatología en casi todo el Mediterráneo, situándose las diferencias más importantes en el mar Egeo, posiblemente ligadas en este caso a estimaciones distintas del aporte de agua del mar Negro (Figura 5.7c).

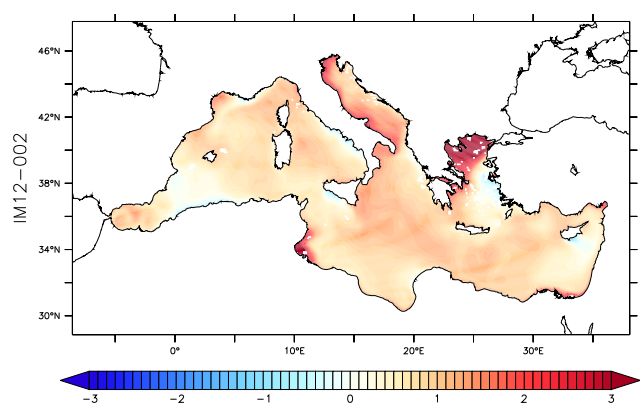
El comportamiento térmico del agua superficial dista del que tiene lugar en capas más profundas de la columna de agua, estando las variaciones de éstas últimas vinculadas a la circulación termohalina de la cuenca mediterránea. Por ello es interesante no centrarse exclusivamente en la capa superficial sino analizar también el comportamiento de la temperatura en profundidad, comparando los datos simulados con los proporcionados por la climatología Ishii en capas inferiores. La Figura 5.8 muestra las series temporales de los promedios para toda la cuenca de la temperatura en la capa superficial (0 a 150 metros de profundidad), la capa intermedia (150 a 600 metros) y la capa de 600 a 1500 metros. Esta última capa se puede considerar representativa de las zonas más profundas de la columna de agua, dado que las características térmicas de estas aguas apenas varían en las escalas temporales que



(a) IM12-002



(b) Ishii



(c) IM12-002 vs. climatología

Figura 5.7: Distribución espacial de la desviación estándar de la temperatura superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) **IM12-002**, b) climatología Ishii y c) diferencia entre ambas (en °C).

Temperatura potencial	0 - 150 m	150 - 600 m	600 - 1500 m
IM12-002 (°C)	15,21	13,55	13,22
Sesgo medio (°C)	-1,00	-0,41	-0,16
Correlación	0,97*	0,20	-0,06

Tabla 5.4: Promedios temporales de las series temporales de temperatura potencial en el Mediterráneo de la simulación **IM12-002**, y sesgo y correlación respecto a la climatología Ishii, para las capas de 0 a 150 metros, 150 a 600 metros y 600 a 1500 metros. Con * se muestran las correlaciones significativas al 95 %.

nos ocupan con respecto a las de aguas más profundas. Es preciso señalar además que los datos observacionales usados en las climatologías escasean en las capas más profundas, de ahí que generalmente estos datos se limiten a las profundidades mencionadas. En primer lugar, se constata que la simulación baroclínica reproduce correctamente el marcado ciclo estacional de la temperatura en la capa más superficial, el cual está gobernado directamente por los flujos atmosféricos. Se advierte asimismo que, a medida que se desciende, la señal del ciclo anual se debilita hasta hacerse imperceptible en las capas más profundas. Esta atenuación parece más intensa en los datos simulados que en los valores climatológicos, como se desprende del decremento progresivo de las correlaciones calculadas entre series simuladas y climatológicas (Tabla 5.4).

En términos generales la simulación **IM12-002** es más fría que la climatología, como muestran los sesgos negativos de la temperatura potencial simulada en el Mediterráneo obtenidos en las tres capas de la columna de agua seleccionadas (Tabla 5.4). Tal y como se aprecia en las series de medias mensuales de la Figura 5.8, la simulación subestima ligeramente la temperatura en toda la columna de agua, aunque cuanto más nos acercamos a la superficie, mayores son las diferencias, pasando de -0,16 °C de 600 a 1500 metros de profundidad, a -1 °C en la capa más superficial (Tabla 5.4). Sin embargo, tal y como se aprecia en la figura, el sesgo tiene características sistemáticas puesto que se mantiene más o menos constante a lo largo del periodo 1981-1999 sin que existan diferencias estacionales significativas.

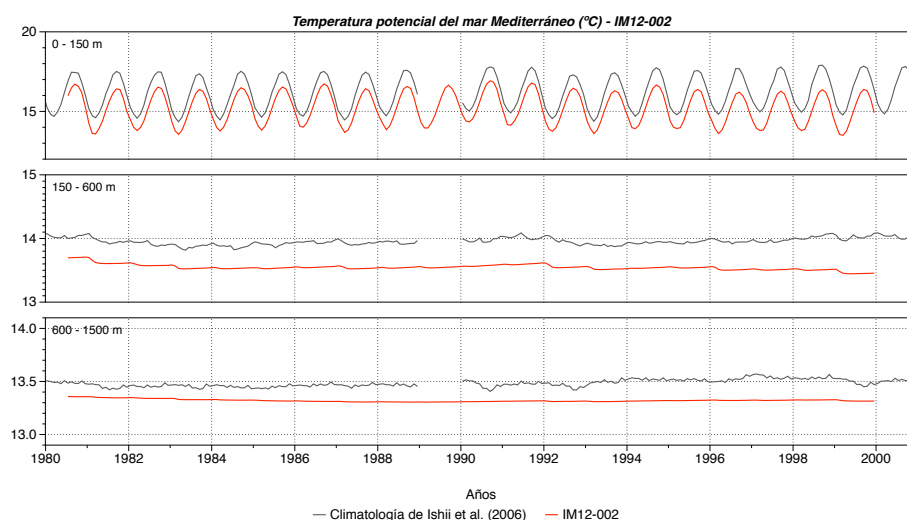


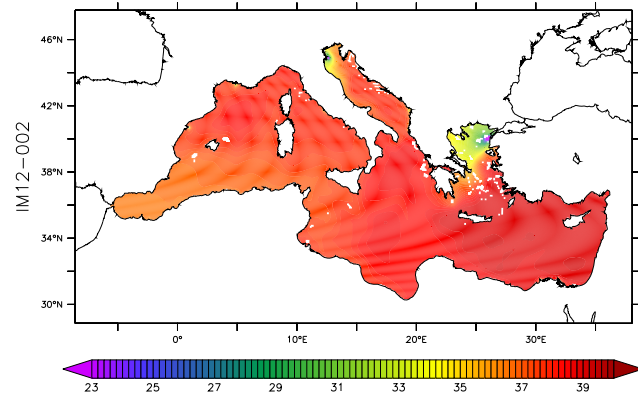
Figura 5.8: Series temporales del promedio espacial y por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la temperatura potencial en el mar Mediterráneo (en °C). En rojo se presentan los resultados de la simulación **IM12-002** y en gris los valores de la climatología Ishii.

5.2.2 Salinidad

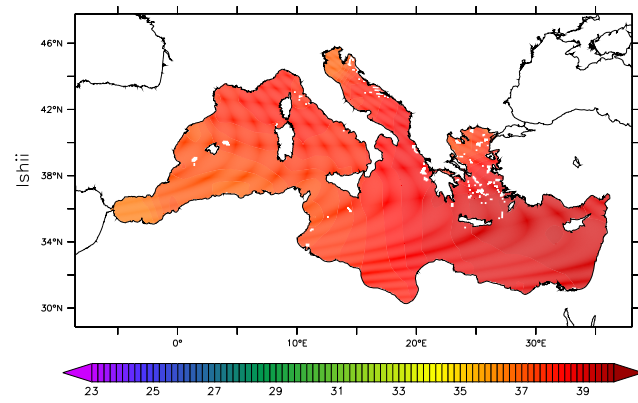
El patrón espacial de la salinidad superficial media simulada para el periodo 1981-1999 en el mar Mediterráneo presenta un gradiente longitudinal (Figura 5.9a) que establece las zonas más salinas en el Mediterráneo suroccidental y las menos salinas en la zona de Alborán y costa argelina por clara influencia de las aguas atlánticas entrantes. Este patrón general longitudinal se ve afectado por los aportes de agua dulce de los grandes ríos (Ebro, Ródano, Po, Nilo), así como por la aportación al Egeo de agua menos salina proveniente del mar Negro.

Los datos deducidos de la simulación no varían de manera significativa respecto a los valores de la climatología Ishii (Ishii et al., 2006) (Figura 5.9b), salvo en las citadas zonas cercanas a los principales ríos y al mar Negro (Figura 5.9c). Este resultado puede ser debido a la menor resolución original de la climatología que, recordemos, era de 0,5° y, por tanto, puede estar más limitada a la hora de representar correctamente los penachos de agua dulce, enmascarándolos más.

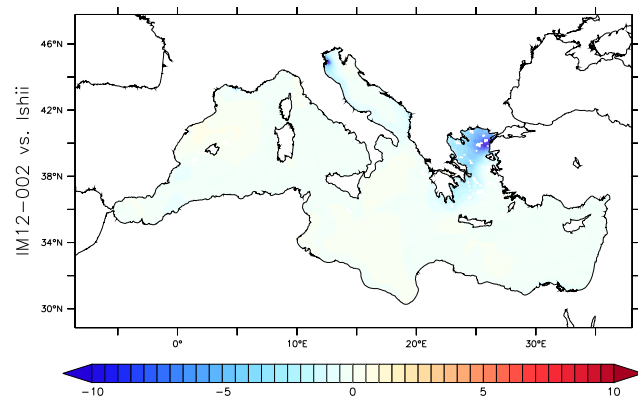
Las regiones próximas al mar Negro y a las desembocaduras de los ríos se caracterizan también por una mayor variabilidad temporal en superficie, como muestra el campo espacial de la desviación estándar (Figura 5.10a), situándose los valores más altos en el entorno del estrecho de los Dardanelos y del Po en el Adriático norte y de manera menos significativa en las desem-



(a) IM12-002

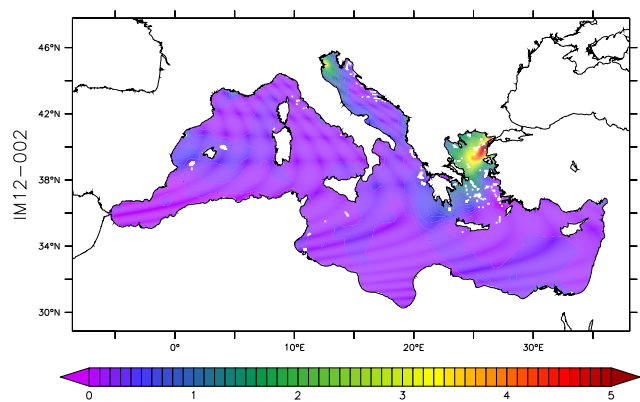


(b) Ishii

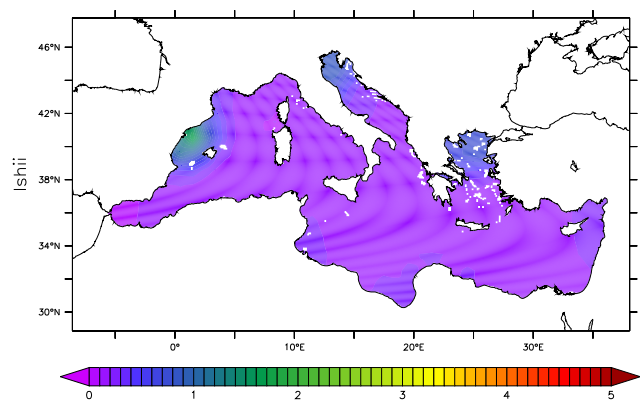


(c) IM12-002 vs. Ishii

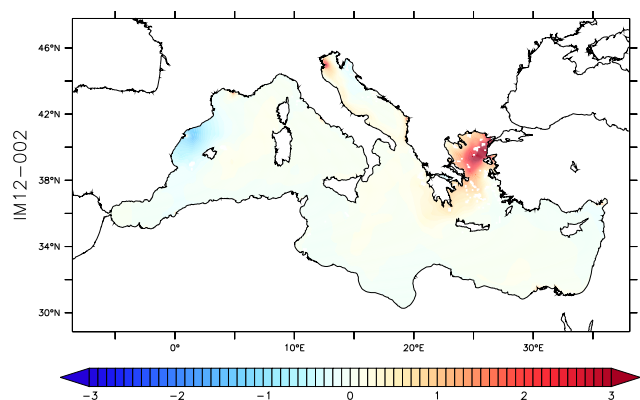
Figura 5.9: Distribución espacial de la media de la salinidad superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) **IM12-002**, b) climatología Ishii (Ishii et al., 2006) y c) diferencia entre ambas (en psu).



(a) IM12-002



(b) Ishii



(c) IM12-002 vs. climatología

Figura 5.10: Distribución espacial de la desviación estándar de la salinidad superficial del mar Mediterráneo (periodo 1981-1999) de a) **IM12-002**, b) climatología Ishii y c) diferencia entre ambas (en psu).

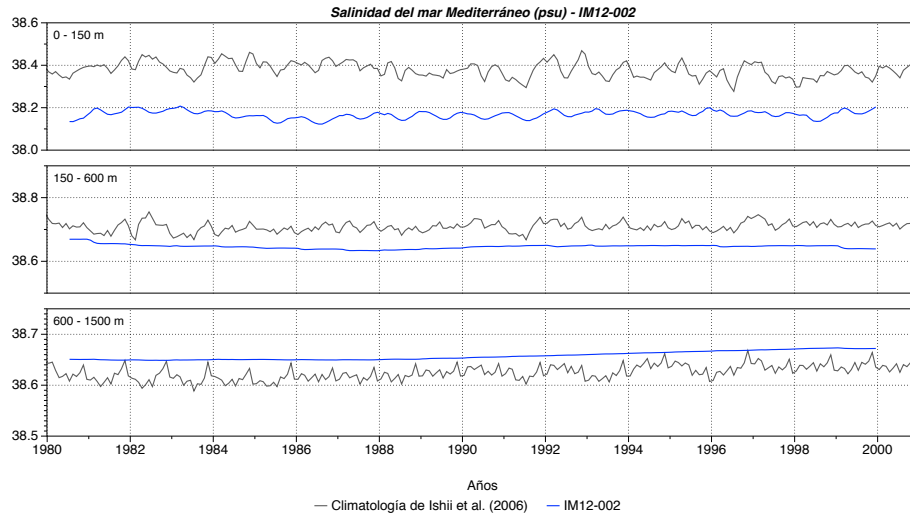


Figura 5.11: Series temporales del promedio espacial y por capas (superficial de 0 a 150 metros, intermedia de 150 a 600 metros y profunda de 600 a 1500 metros) de la salinidad en el mar Mediterráneo (en psu). En azul se presentan los resultados de la simulación **IM12-002** y en gris los valores de la climatología Ishii.

bocaduras del Ebro, Ródano y Nilo. La simulación se caracteriza de hecho por mayor variabilidad en esas áreas que la mostrada por la climatología Ishii (Figura 5.10b), discrepancias que pueden atribuirse a la frecuencia de muestreo de los datos (mensuales en la climatología y diarios en la simulación).

Análogamente a como se ha realizado anteriormente con la temperatura, se han computado las series temporales de la salinidad promediada en la columna de agua del Mediterráneo, centrando el estudio en las capas superficial (0 a 150 metros), intermedia (150 a 600 metros) y profunda (600 a 1500 metros) (Figura 5.11). Se han comparado estas series con las obteni-

Salinidad (psu)	0 - 150 m	150 - 600 m	600 - 1500 m
IM12-002	38,17	38,65	38,66
Sesgo	-0,21	-0,06	+0,03
Correlación	0,18	0,02	0,59*

Tabla 5.5: Promedios temporales de las series temporales de salinidad en el Mediterráneo de la simulación **IM12-002**, y sesgo y correlación respecto a la climatología Ishii, para las capas de 0 a 150 metros, 150 a 600 metros y 600 a 1500 metros. Con * se muestran las correlaciones significativas al 95 %.

das a partir de los datos climatológicos descritos en Ishii et al. (2006). Los resultados muestran, como ocurre con la temperatura, mayor variabilidad temporal en la salinidad de la capa superficial, fruto de la incidencia directa de los flujos atmosféricos en esa zona de la columna de agua, aunque en este caso el ciclo estacional es menos regular que en el caso de la temperatura potencial. En las capas intermedia y profunda la variabilidad temporal de los valores promediados espacialmente en todo el Mediterráneo se amortigua ostensiblemente, siendo en cualquier caso siempre menor que la de los valores climatológicos, a diferencia de lo que ocurre cuando se analiza la salinidad espacialmente. Este resultado se ve refrendado por las correlaciones temporales obtenidas entre las series climatológicas y las simuladas (Tabla 5.5), que son menores que las logradas con la temperatura, en especial en las capas superficial e intermedia (Tabla 5.4). Por otro lado, se aprecia también que la simulación subestima ligeramente la salinidad tanto en la capa de 0 a 150 metros como en la intermedia, siendo menor el sesgo negativo en esta última (Tabla 5.5). En cambio, la salinidad simulada para la capa de 600 a 1500 metros es ligeramente superior a la determinada por la climatología Ishii, si bien el sesgo obtenido es en cualquier caso prácticamente inapreciable.

5.2.3 Convección

Como ya se ha señalado, el patrón de circulación general en el Mediterráneo consiste en la entrada en superficie de agua atlántica a través del estrecho de Gibraltar que se desplaza hacia el Este, al tiempo que se vuelve más fría y salina por efecto de la pérdida de calor y la evaporación, respectivamente. Esta masa de agua se traslada paulatinamente a capas más profundas hasta llegar al mar Levantino, donde se hunde cerca de la isla de Rodas dando origen a la *Levantine Intermediate Water (LIW)* (Lascaratos et al., 1993), para posteriormente iniciar su retorno en capas intermedias hacia el Mediterráneo occidental. En esta misma zona próxima a Rodas se constata también la formación de masas de agua más densas que la LIW a las que se denomina *Levantine Deep Water (LDW)* (Gertmann et al., 1994). Paralelamente a la LIW y LDW se hunden masas de agua densa por convección en otras regiones mediterráneas que realimentan la circulación. La *Western Mediterranean Deep Water (WMDW)* se forma en el golfo de León (Marshall y Schott, 1999), mientras que la *Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW)* lo hace habitualmente en el Adriático meridional (Castellari et al., 1998) –aunque a principios de la década de los 90 pasó a originarse de manera temporal en el mar Egeo (Roether et al., 1996) durante el EMT– y se propaga con posterioridad al mar Jónico.

Esta formación local de aguas profundas por convección está estrechamente relacionada con la circulación termohalina del mar Mediterráneo, que se ve condicionada en buena medida por la heterogénea, en términos espacio-

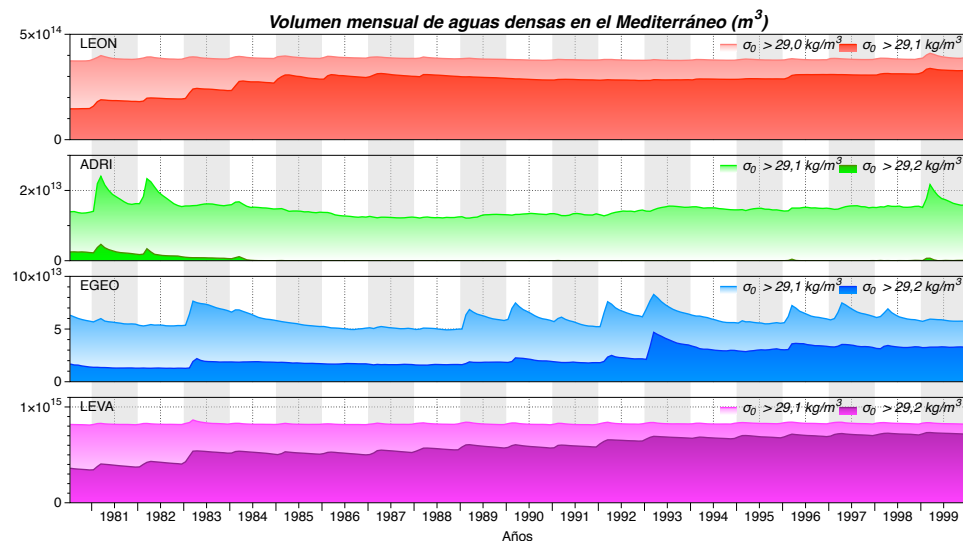


Figura 5.12: Volumen mensual de agua (en m^3) con densidad potencial superior a $29,0 \text{ kg m}^{-3}$ y $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ en el golfo de León (LEON), y a $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ y $29,2 \text{ kg m}^{-3}$ en el mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA).

temporales, interacción entre el océano y la atmósfera en la cuenca. Los mecanismos que disparan dichos fenómenos convectivos son además complejos y difieren en cada zona, de ahí que su evolución en el tiempo sea también distinta dependiendo de las regiones.

La Figura 5.12 muestra el volumen mensual de aguas densas existente en las mencionadas zonas mediterráneas de formación de aguas profundas, computado a partir de los resultados de la simulación **IM12-002**. En cada región se ha contabilizado el volumen de agua cuya anomalía de densidad potencial¹ (σ_0) es superior a valores característicos de las capas intermedias y profundas de la columna de agua, escogiéndose umbrales respectivos de σ_0 de $29,1$ y $29,2 \text{ kg m}^{-3}$ para el mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino, y $29,0$ y $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ en el golfo de León por tratarse en esta zona de aguas menos densas que en el Mediterráneo oriental. Durante los años en que se incrementa el volumen de agua densa, se aprecia la aparición de un ciclo estacional marcado por la presencia de valores más altos a finales de invierno, cuando las aguas superficiales son más frías y por ende más densas y favorecen la pérdida de estratificación de la columna de agua con el consiguiente hundimiento de las mismas.

Por zonas, se observa que en el golfo de León el volumen de agua con

¹En oceanografía se suele utilizar como medida de densidad la anomalía de densidad potencial definida como $\sigma_0 = \rho_0 - 1000$, donde ρ_0 (densidad potencial) corresponde a la densidad de una parcela de agua llevada adiabáticamente a la superficie.

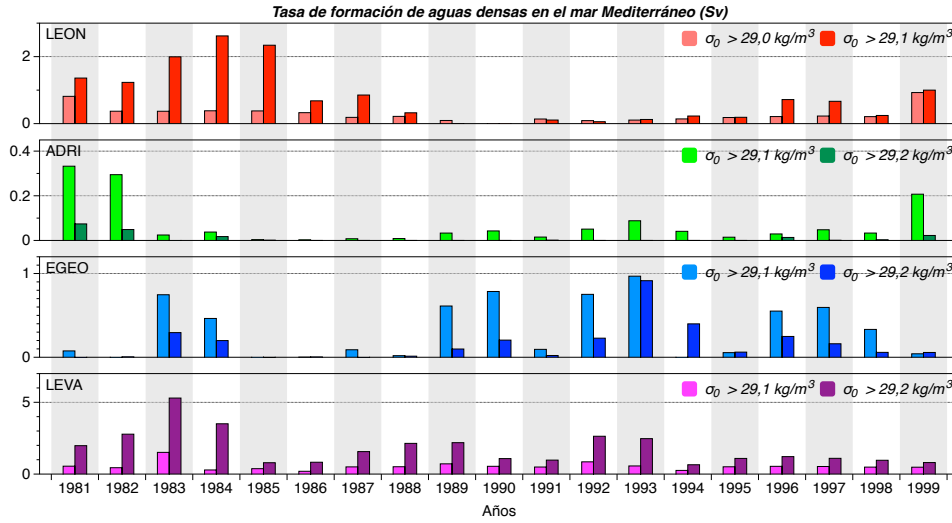


Figura 5.13: Tasa anual de formación de agua (en Sv) con densidad superior a $29,0 \text{ kg m}^{-3}$ y $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ en el golfo de León (LEON), y a $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ y $29,2 \text{ kg m}^{-3}$ en el mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA).

densidad superior a $29,0 \text{ kg m}^{-3}$ se mantiene más o menos constante a lo largo del periodo simulado. Por el contrario, cuando la densidad sobrepasa los $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ el volumen de agua se incrementa progresivamente entre 1980 y 1988 mientras que disminuye ligeramente durante la primera mitad de la década de los 90. Este descenso coincide con una disminución en la convección local atribuible según Herrmann et al. (2010) a una menor pérdida de calor y agua dulce en la zona durante los inviernos del citado periodo. En el mar Adriático, a excepción de los cuatro primeros años de simulación en que el volumen de aguas densas intermedias y profundas alcanza $2,5 \cdot 10^{13}$ y $0,5 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$, respectivamente, los procesos convectivos simulados son bastante limitados y no conllevan la generación de volumen de agua especialmente densa ($>29,2 \text{ kg m}^{-3}$). Estos valores contrastan con los referidos en la literatura que sí ponen de manifiesto la existencia de convección en la región durante el periodo analizado de 1981 a 1999 (Vilibić y Orlić, 2002). En el caso del mar Egeo la convección presenta en general mayor variabilidad temporal con un visible aumento del volumen de agua con $\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3}$ en 1983, 1992 y, sobre todo, 1993, correspondiendo estos dos últimos años al periodo en que se produjo el EMT caracterizado por el desplazamiento del Adriático al Egeo de la zona de formación de la EMDW. Los máximos observados durante esos años en el Egeo se reflejan, aunque menos nítidamente, en el mar Levantino, posiblemente motivado por el aporte de parte del agua profunda formada en el Egeo a esta última zona. Los valores obtenidos para el mar

σ_0 (kg m ⁻³)	LEON	ADRI	EGEO	LEVA
>29,1 (>29,0)	0,28	0,07	0,32	0,54
>29,2 (>29,1)	0,77	0,01	0,16	1,79

Tabla 5.6: Promedio de la tasa anual de formación de aguas densas en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino entre 1981 y 1999, (en Sv). Entre paréntesis se muestran los umbrales tomados para el golfo de León.

Levantino evidencian un volumen de agua de densidad superior a 29,1 kg m⁻³ muy importante en la zona ($\sim 8 \cdot 10^{14}$ m³), que se mantiene prácticamente constante entre 1981 y 1999 (Figura 5.12). En cambio se aprecia durante todo el periodo incrementos graduales del volumen para densidades superiores a 29,2 kg m⁻³, lo que sugiere que en la simulación **IM12-002** el agua del mar Levantino con densidad superior a 29,1 kg m⁻³ se transforma progresivamente, volviéndose cada vez más densa hasta sobrepasar el umbral de 29,2 kg m⁻³.

El volumen de agua densa evoluciona en las cuatro zonas analizadas como consecuencia de la sucesión de episodios convectivos en los que el agua se hunde hacia capas profundas. Estos eventos pueden identificarse mediante el análisis de la tasa anual de formación de agua densa, calculada como la diferencia entre el volumen máximo de agua densa formada en el año y el volumen mínimo del año anterior expresada en Sverdrups (1 Sv = 10⁶ m³s⁻¹), de acuerdo con la metodología aplicada por Castellari et al. (2000). En el presente estudio se ha computado la tasa de formación de aguas intermedias y profundas empleando las mismas densidades usadas con anterioridad: 29,0 y 29,1 kg m⁻³ para el golfo de León y 29,1 y 29,2 kg m⁻³ en el mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino.

En el golfo de León se constata la generación entre 1981 y 1988 de agua localmente densa (>29,1 kg m⁻³), característica de capas profundas en esa zona (Figura 5.13). No obstante, la cronología de los eventos convectivos más importantes deducida de la simulación **IM12-002** dista ligeramente de la secuencia observada referida en la literatura, al lograrse las tasas más significativas (>2 Sv) entre 1983 y 1985 y no en 1987, año en que se registró uno de los episodios convectivos más intensos de los últimos 40 años (Somot, 2005). Los valores obtenidos en el periodo 1983-1985 son en cualquier caso de un orden de magnitud similar a los presentados en Castellari et al. (2000) y Tziperman y Speer (1994). Cabe destacar asimismo que en el golfo de León se forma anualmente más agua con σ_0 superior a 29,1 kg m⁻³ que con σ_0 mayor que 29,0 kg m⁻³, lo que da a entender que en la simulación las aguas más densas se generan a partir de agua ya existente con densidades comprendidas entre 29,0 y 29,1 kg m⁻³. A diferencia de lo que acontece en el

golfo de León, en el mar Adriático el modelo no parece reproducir suficiente convección, puesto que tan sólo presenta tasas de formación destacables para σ_0 correspondientes a capas intermedias ($>29,1 \text{ kg m}^{-3}$) en 1981 y 1982, con 0,33 y 0,29 Sv, respectivamente (Figura 5.13). Como consecuencia, la media resultante para el periodo 1981-1999 se reduce a únicamente 0,01 Sv para $\sigma_0 >29,2 \text{ kg m}^{-3}$ (Tabla 5.6), valor muy alejado de los promedios simulados para 1961-2000 por Mantziafou y Lascaratos (2004) (0,31 Sv) y Vervatis et al. (2013) (0,23 Sv). En este sentido, la convección en el mar Adriático es especialmente sensible a la escorrentía en la zona (Mantziafou y Lascaratos, 2008), por lo que esta subestimación puede deberse no sólo a inexactitudes a escala local de los flujos de calor empleados sino también a los de agua dulce, que impiden una correcta simulación de la formación de agua densa en esa región. En el mar Egeo **IM12-002** arroja de nuevo tasas de formación más realistas, obteniéndose promedios para el periodo 1981-1994 de 0,32 Sv y 0,17 Sv para σ_0 superiores a $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ y $29,2 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente (Figura 5.13). Dichos valores se asemejan a los simulados por Nittis et al. (2003), estimados en 0,34 Sv para aguas intermedias y 0,24 Sv para aguas profundas. En cualquier caso, en la presente simulación las tasas de formación más importantes se localizan en el mar Levantino, con valores de hasta 5 Sv en 1983 para $\sigma_0 >29,2 \text{ kg m}^{-3}$ (Figura 5.13). Tal y como ocurre en el golfo de León, parte del agua de las capas intermedias ($\sigma_0 >29,1 \text{ kg m}^{-3}$) que se mantiene constante durante todo el periodo, se vuelve progresivamente más densa, lo que se traduce por tanto en mayores tasas de formación de agua profunda ($\sigma_0 >29,2 \text{ kg m}^{-3}$) que de agua intermedia.

La pérdida (o flujo) de flotabilidad de las capas superficiales que, por efecto de los flujos de calor y agua dulce superficiales, hace aumentar su densidad con el consiguiente hundimiento de agua figura entre los principales mecanismos que intervienen en los fenómenos convectivos. Calculando esa pérdida de flotabilidad se puede determinar en qué grado la convección es debida a los flujos de calor y/o agua dulce superficiales. La Figura 5.14 presenta la pérdida de flotabilidad (F) calculada en las zonas de formación de aguas profundas entre octubre y marzo, según la fórmula (Mertens y Schott, 1998) siguiente

$$F = F_{calor} + F_{agua\ dulce} = g \left(\frac{\alpha \cdot P_{calor}}{\rho_0 \cdot C_p} - \beta \cdot SSS \cdot P_{agua\ dulce} \right) \quad (5.11)$$

donde F_{calor} es la pérdida de flotabilidad por los flujos de calor, $F_{agua\ dulce}$ la debida a los flujos de agua dulce, $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ la aceleración gravitacional, $\rho_0 = 1020 \text{ kg m}^{-3}$ la densidad de referencia del agua, $C_p = 4181 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ el calor específico del agua, $\alpha = 2 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ el coeficiente de expansión térmica, $\beta = 7,6 \cdot 10^{-4}$ el coeficiente de expansión salina, SSS la salinidad superficial, y P_{calor} y $P_{agua\ dulce}$ las pérdidas en superficie de calor y agua dulce, respectivamente, en $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$.

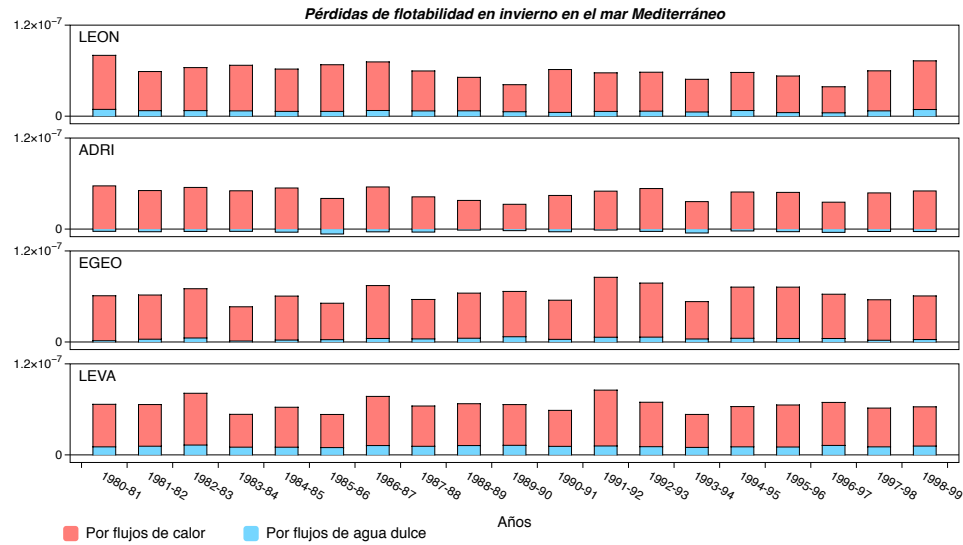


Figura 5.14: Evolución de la pérdida de flotabilidad (F) por flujos de calor y de agua dulce en el golfo de León (LEON), mar Adriático (ADRI), mar Egeo (EGEO) y mar Levantino (LEVA) de 1980 a 1999 (en m^2s^{-3}).

Según los resultados obtenidos, la pérdida de flotabilidad en superficie (Figura 5.14) se debe fundamentalmente a los flujos de calor (barra roja), limitándose la contribución de los flujos de agua dulce (barra azul) a una pequeña fracción del total, siendo ésta algo mayor en el golfo de León y mar Levantino. Tal y como ocurre con las tasas de formación, la pérdida de flotabilidad evoluciona de manera distinta en cada región, vislumbrándose únicamente similitudes en las series temporales del flujo de flotabilidad del mar Egeo y del mar Levantino. En este sentido, en estas dos zonas la máxima pérdida de flotabilidad total tiene lugar durante el invierno 1991-1992 ($8,54 \cdot 10^{-8}$ y $8,52 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ para el mar Levantino y mar Egeo, respectivamente), coincidiendo con el periodo en que se inició el EMT en el mar Egeo. Por el contrario, los valores más altos en el golfo de León se dan en 1980-1981 ($8,01 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$), 1988-1999 ($7,29 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$) y 1986-1987 ($7,15 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$), mientras que en el mar Adriático el flujo de flotabilidad estimado por **IM12-002** es menor que en las otras tres áreas geográficas analizadas y presenta el máximo en el invierno de 1980 a 1981 ($5,40 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$). En esta última zona se observan, además, valores negativos del flujo de flotabilidad por agua dulce, lo que da a entender que en la simulación el Adriático gana agua dulce en superficie que contribuye a un aumento de la flotabilidad y por tanto a un descenso de la convección, a diferencia de lo que ocurre en las otras tres zonas de formación de agua profunda.

La relación existente entre el flujo de flotabilidad y la tasa de formación se pone de manifiesto al calcular la correlación temporal entre ambos pa-

	LEON	ADRI	EGEO	LEVA
Calor				
$\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3} (> 29,0)$	0,69	0,34	0,49	0,76
$\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3} (> 29,1)$	0,48	0,39	0,33	0,49
Agua dulce				
$\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3} (> 29,0)$	0,66	0,12	0,63	0,67
$\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3} (> 29,1)$	0,29	0,06	0,51	0,38

Tabla 5.7: Correlación temporal entre la tasa anual de formación de aguas densas y el flujo de flotabilidad por calor y agua dulce en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino entre 1981 y 1999.

rámetros. Se observa cierta correlación entre la pérdida de flotabilidad y la tasa de formación anual de agua densa, si bien es variable dependiendo de la región, la componente del flujo de flotabilidad involucrada y la densidad de la masa de agua formada. Se constata que especialmente en el golfo de León y el mar Levantino la formación de agua densa en capas intermedias ($\sigma_0 > 29,0 \text{ kg m}^{-3}$ y $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente) se ve condicionada por la pérdida de flotabilidad (Tabla 5.7). En ambas regiones, la tasa de formación se correlaciona de forma más clara con el flujo de flotabilidad por calor que con por agua dulce, obteniéndose en dicho caso índices de correlación de 0,69 y 0,76 para el golfo de León y mar Levantino, respectivamente. Por el contrario, en el mar Egeo los valores más altos corresponden a las pérdidas de flotabilidad por agua dulce (0,63), lo que indica que en esta región el incremento de salinidad por evaporación parece repercutir de manera más importante en la convección en capas intermedias. Mientras, el mar Adriático se caracteriza por un índice de correlación menor que en el resto de zonas, con valores de 0,34 para la pérdida de flotabilidad por calor y 0,12 para el agua dulce. Para σ_0 más altas, los resultados muestran una disminución en los índices de correlación en comparación con los logrados para aguas menos densas. En cualquier caso, las mayores correlaciones se siguen obteniendo en el golfo de León y mar Levantino, siendo más altas cuando se compara la tasa de formación con la pérdida de flotabilidad por calor (0,48 en LEON y 0,49 en LEVA), mientras que las correlaciones más bajas corresponden al Adriático, con índices similares a los obtenidos para σ_0 superiores a $29,1 \text{ kg m}^{-3}$. Finalmente, la tasa de formación en el Egeo se correlaciona en mayor grado con la pérdida de flotabilidad por agua dulce (0,51) que por calor (0,33), tal y como ocurre en el caso de las densidades superiores a $29,1 \text{ kg m}^{-3}$.

5.2.4 Corrientes

La circulación termohalina del mar Mediterráneo se debe a su particular geografía que determina un frágil equilibrio de agua, calor y sal fruto del balance entre las pérdidas de calor y agua dulce producidas en la superficie marina y los aportes provenientes del océano Atlántico. Los flujos de calor y agua dulce cedidos a la atmósfera inciden en las características termohalinas de las capas superficiales marinas y favorecen la aparición de fenómenos convectivos profundos que son, junto con los transportes en Gibraltar, el “motor” de la circulación en toda la cuenca. En superficie, la circulación del Mediterráneo está dominada por grandes giros ciclónicos en las subcuencas occidental y oriental, a excepción del mar de Alborán donde predominan los giros anticiclónicos (Figura 5.15). En el suroeste de la cuenca occidental y en el centro de la cuenca oriental aparecen las corrientes de Argelia y del Jónico, respectivamente, que se dirigen hacia el Este. Mientras, la cuenca suroriental se caracteriza por la presencia de grandes giros, como el giro de Rodas, el de Creta occidental o el del golfo de Sirte.

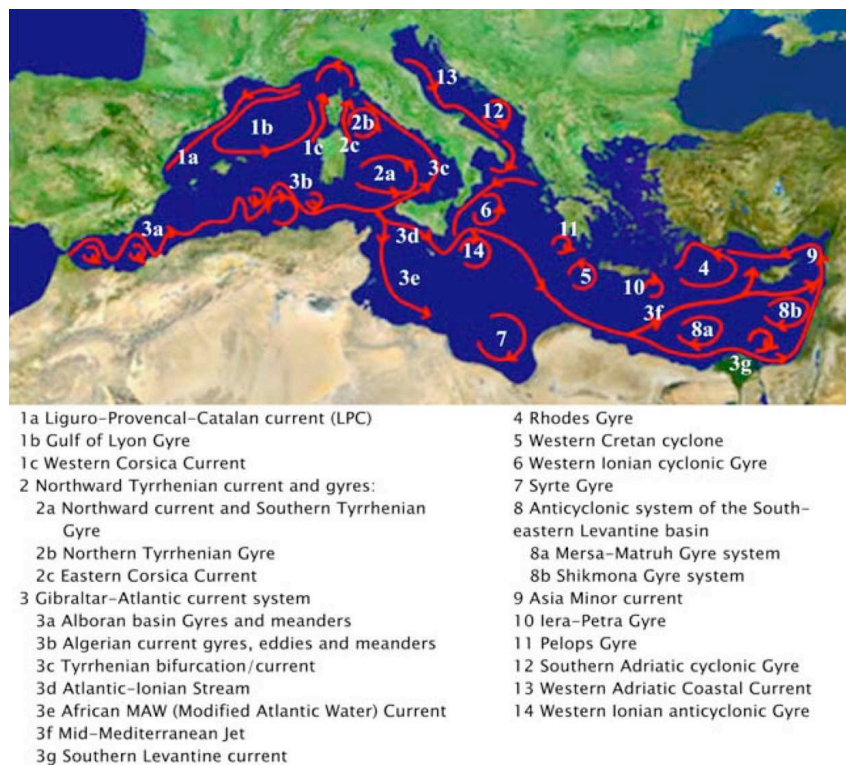


Figura 5.15: Representación esquemática de los patrones de circulación superficial en el mar Mediterráneo, extraída de Pinardi et al. (2006).

Con el fin de determinar el patrón de las corrientes superficiales simula-

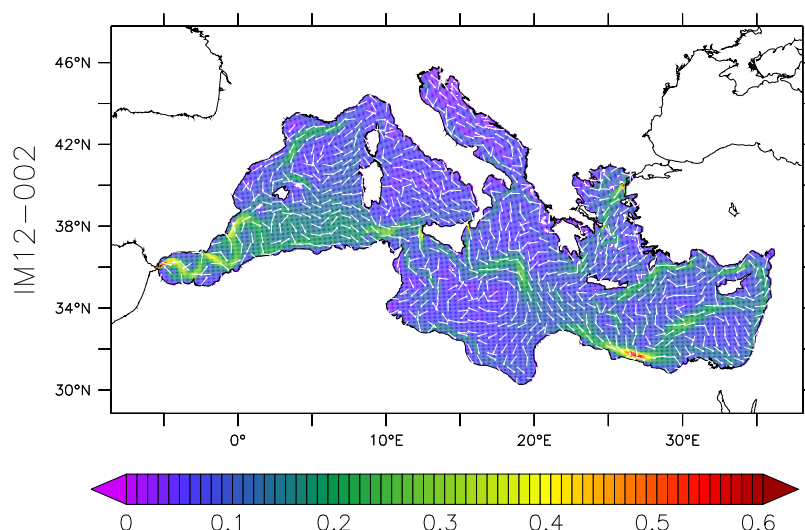


Figura 5.16: Corrientes simuladas en el Mediterráneo, promediadas para el periodo 1981-1999 (en m s^{-1}).

das en **IM12-002**, se ha computado el promedio de las mismas entre 1981 y 1999. A grandes rasgos, el patrón de circulación obtenido en superficie (Figura 5.16) es coherente con las estructuras y rasgos dinámicos de la literatura (Figura 5.15). Se aprecian los giros mesoescalares característicos del mar de Alborán y de las corrientes de Argelia y del Jónico, así como los giros ciclónicos del mar Levantino y de la subcuenca occidental. No obstante, se observa también que en **IM12-002** la corriente liguro-provenzal-catalana se restringe a las costas italiana, francesa y catalana. Este resultado, que difiere del patrón de circulación de la Figura 5.15, ya se ha dado en otras simulaciones climáticas similares y muestra las limitaciones aún existentes a la hora de reproducir con detalle todas las estructuras mesoescalares de la circulación marina mediterránea (Beuvier et al., 2010; Lebeaupin Brossier et al., 2011).

Como se ha señalado, la circulación mediterránea está ligada al transporte de agua que atraviesa el estrecho de Gibraltar, por lo que una reproducción realista de los fenómenos que tienen lugar en esta zona es condición *sine qua non* para garantizar una adecuada simulación oceánica de toda la cuenca. En este sentido, el análisis de los transportes en el estrecho de Gibraltar permite determinar el grado de fiabilidad y realismo de la simulación realizada y sus balances.

Se han computado las medias mensuales de los transporte de agua (Fi-

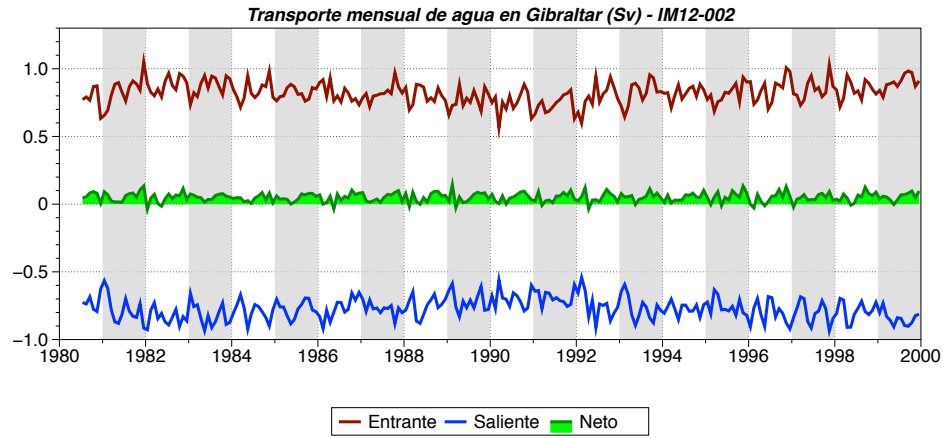


Figura 5.17: Transporte de agua entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar de 1981 a 1999 (en Sv).

gura 5.17), calor (Figura 5.18) y sal (Figura 5.19) en Gibraltar entre 1981 y 1999 a partir de los resultados de la simulación (Tabla 5.8). El transporte de agua promediado para el periodo 1981-1999 muestra que en **IM12-002** el flujo de agua entrante al Mediterráneo (+0,82 Sv) es superior al saliente hacia el Atlántico (-0,77 Sv) tal y como ocurre en la realidad, dando como resultado un aporte neto de agua atlántica al Mediterráneo de +0,05 Sv que concuerda con los valores referidos en la literatura (Tabla 5.9).

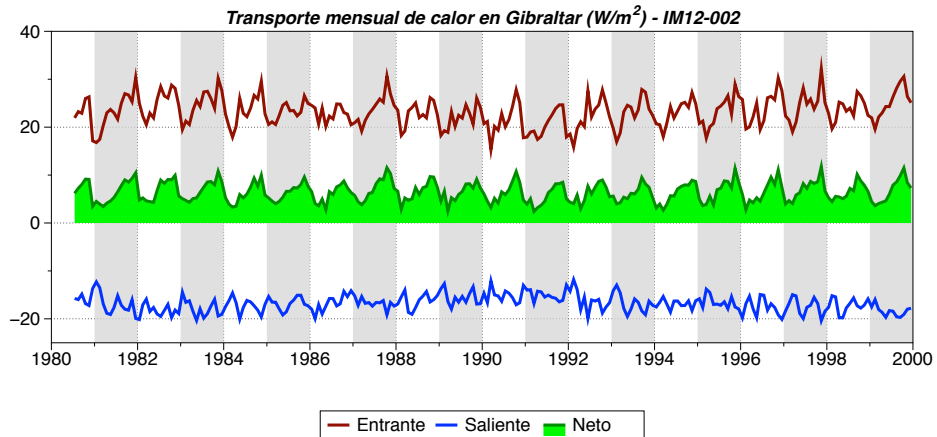


Figura 5.18: Transporte de calor entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar de 1981 a 1999 (en Sv).

Por su parte, el transporte de calor neto en Gibraltar arroja un promedio de $+6,45 \pm 0,39 \text{ W m}^{-2}$ cercano al intervalo $[5,3 - 6,2] \text{ W m}^{-2}$ estimado por Macdonald et al. (1994). Para comprobar si se satisface la hipótesis de cierre

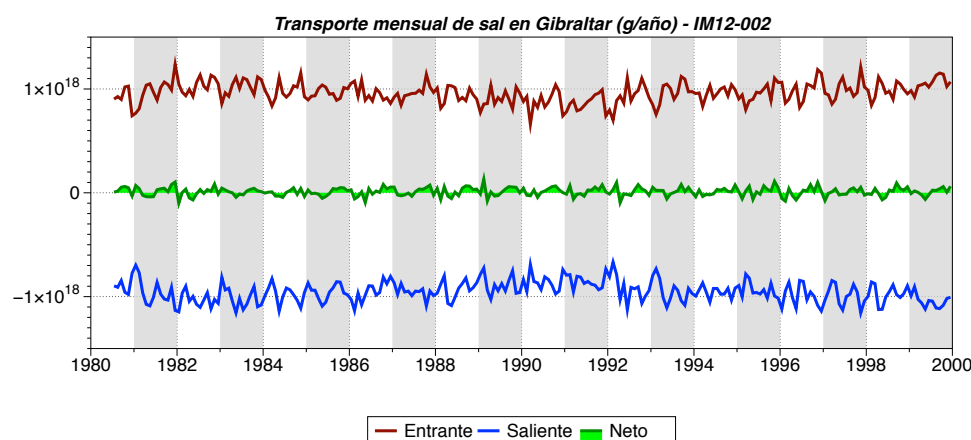


Figura 5.19: Transporte de sal entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar de 1981 a 1999 (en Sv).

del balance de energía en el Mediterráneo, según la cual el aporte de calor en Gibraltar se equilibra con el calor perdido en la superficie del mar, se ha computado este último parámetro para **IM12-002**. El flujo de calor neto perdido en superficie durante el periodo 1981-1999 asciende a $-6,14 \text{ W m}^{-2}$. Sin embargo, a este valor hay que sumar $-1,69 \text{ W m}^{-2}$ correspondientes al calor extraído del Mediterráneo por el agua evaporada¹ (Tabla 5.10), lo que arroja un valor de $-7,82 \pm 4,32 \text{ W m}^{-2}$, similar a los $-7 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$ obtenidos por Bethoux (1979) a partir de mediciones directas. No obstante, de acuerdo con este resultado de la simulación **IM12-002**, el Mediterráneo pierde algo más de calor que el que entra a través del estrecho con un déficit de $-1,37 \text{ W m}^{-2}$. Si bien este valor no es despreciable, entra dentro de los valores que pueden considerarse aceptables y en simulaciones climáticas cortas como la presentada en este estudio no conlleva efectos particularmente destacables como se ha observado con anterioridad en las series de temperatura. En cambio, este ligero desajuste podría implicar derivas negativas del contenido de calor en el Mediterráneo a más largo plazo por lo que, si el sistema IBMED12 fuera empleado en proyecciones más largas, sería necesario en ese caso reconsiderar la corrección aplicada a los flujos de calor.

Finalmente, los resultados relativos al transporte de sal calculado para **IM12-002** muestran valores absolutos entrantes y salientes muy similares ($+9,7$ y $-9,6 \cdot 10^{+17} \text{ g/año}$, respectivamente), que se traducen en un ligero aporte de sal al Mediterráneo de $+0,1 \cdot 10^{+17} \text{ g/año}$, cercano al transporte neto nulo requerido en el estrecho de Gibraltar (Tabla 5.8) para garantizar

¹La pérdida total de calor en superficie incluye la pérdida energética asociada a la masa de agua evaporada, expresada como $-\rho_0 C_p \cdot (E - P - R) \cdot SST$, donde $\rho_0 = 1020 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad de la capa superficial de agua, $C_p = 4180 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ la capacidad calorífica específica del agua, E-P-R el flujo de agua dulce y SST la temperatura superficial del mar.

Transportes	Entrante	Saliente	Neto
Agua (Sv)	$+0,82 \pm 0,04$	$-0,77 \pm 0,04$	$+0,05 \pm 0,01$
Calor (W m^{-2})	$+23,27 \pm 1,18$	$-16,82 \pm 0,91$	$+6,45 \pm 0,39$
Sal (10^{+17} g/año)	$+9,65 \pm 0,47$	$-9,55 \pm 0,50$	$+0,11 \pm 0,07$

Tabla 5.8: Valores medios entrantes, salientes y netos de los transportes de agua, calor y sal en el estrecho de Gibraltar, de 1981 a 1999.

Transporte (Sv)	Entrante	Saliente	Neto
Soto-Navarro et al. (2010)	$+0,81 \pm 0,06$	$-0,78 \pm 0,05$	$+0,04$
García Lafuente et al. (2007)	-	-	$+0,05$
Send y Baschek (2001)	$+0,81 \pm 0,07$	$-0,76 \pm 0,07$	$+0,05$
Bryden et al. (1994)	$+0,72 \pm 0,16$	$-0,68 \pm 0,15$	-
Bryden y Kinder (1991)	$+0,92$	$-0,88$	-

Tabla 5.9: Valores observados de transporte de agua entrante, saliente y neto en el estrecho de Gibraltar.

la masa de sal cuasi constante existente en la cuenca.

5.2.5 Componente baroclina del nivel del mar

Hay dos factores que contribuyen de forma determinante en la variación del nivel del mar: la componente de masa y la componente estérica. La componente de masa representa las variaciones del nivel del mar producidas por el desplazamiento local de masa de agua por efecto de la presión atmosférica (fenómeno de barómetro invertido) y el arrastre del viento (*storm surge* en inglés). A dicha componente es preciso añadirle el efecto de las mareas –despreciable en el Mediterráneo a escala climática– y el posible aporte de masa de agua por fusión de hielos continentales (componente eustática) que, a pesar de ser una variable fundamental en proyecciones de cambio climático, tiene implicaciones menores en *hindcasts* del siglo XX como el que se analiza aquí. La componente estérica caracteriza los cambios del nivel del mar por dilatación/contracción del volumen inducidos por variaciones en la densidad debidas a la temperatura (componente termoestérica) y salinidad (componente haloestérica). A diferencia de la componente termoestérica, que únicamente implica cambios en el volumen de agua, la componente haloestérica conlleva implícitamente un cambio en la masa de sal que tiende a compensar y minimizar el efecto de la salinidad sobre la densidad en cuencas semi-cerradas como la del mar Mediterráneo, tal y como señalan Jordà y Gomis (2013). Por ello, la estimación más ajustada del nivel del mar Mediterráneo implica necesariamente el cálculo de los cambios de masa en la cuenca junto con la componente estérica (termoestérica y haloestérica). No obstante, los autores del mencionado trabajo sugieren como alternativa la posibilidad de contabilizar únicamente la componente termoestérica para estimar de forma aproximada el impacto de las variaciones de densidad sobre el nivel del mar, siendo finalmente esta opción la aplicada en el presente estudio.

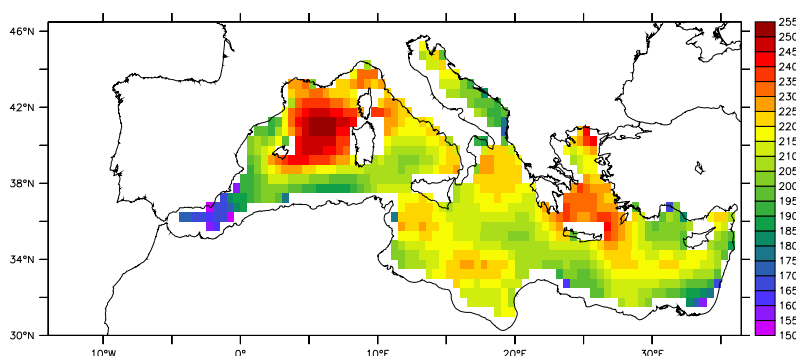


Figura 5.20: Amplitud anual del flujo de calor total en el Mediterráneo (en W m^{-2}) entre 1981 y 1999.

El modelo baroclínico usado en la simulación oceánica **IM12-002** pronostica por un lado las variaciones del nivel del mar causadas por el efecto dinámico de la circulación marina y, por otro, permite diagnosticar a posteriori la evolución de la componente termoestérica a partir de la temperatura de la columna de agua. A esta combinación del nivel del mar debido a la dinámica oceánica y al efecto termoestérico la denominamos componente baroclina del nivel del mar.

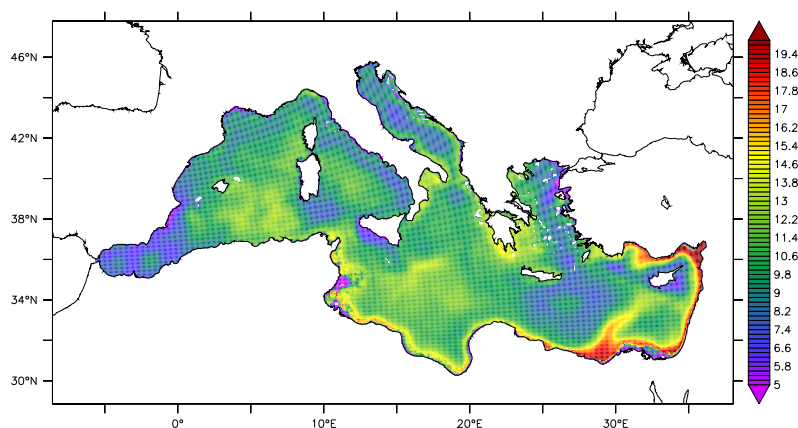


Figura 5.21: Amplitud anual de la componente termoestérica del nivel del mar Mediterráneo (en cm) simulada en **IM12-002** (periodo 1981-1999).

Como se ha mencionado, el efecto termoestérico está directamente relacionado con la temperatura y refleja por tanto la respuesta del océano ante variaciones del contenido de calor acumulado en la columna de agua. Los flujos superficiales de calor son responsables del aporte calorífico al océano por unidad de área (Capítulo 4) y, a priori, cabría esperar analogías entre los patrones espaciales de la amplitud del ciclo estacional de los citados flujos y de la componente termoestérica (Ruiz et al., 2007). En este sentido, la distribución de la amplitud del ciclo estacional del flujo de calor total promediado entre 1981 y 1999 muestra valores máximos en torno al golfo de León y mar Egeo, y mínimos en el mar de Alborán y extremo suroccidental del Mediterráneo (Figura 5.20). No obstante, esta distribución espacial no se corresponde con el patrón descrito por la amplitud anual de la componente termoestérica que ilustra la Figura 5.21. En ella se observa que la máxima amplitud del ciclo estacional se sitúa en las costas orientales del Mediterráneo y que otros máximos relativos se localizan en el mar Jónico y al sureste del archipiélago balear. Como se señalaba en el apartado anterior, el sistema circulatorio existente en el Mediterráneo facilita el movimiento de masas de agua de características térmicas diversas en su entorno. Las corrientes permiten de este modo la advección de calor de unas zonas a otras, redistribuyendo así en toda la cuenca parte de la energía absorbida en la superficie del mar

Mediterráneo. Este desplazamiento por advección del contenido de calor en el Mediterráneo parece por tanto una de las posibles causas de las diferencias observadas en los núcleos máximos, como ya fue apuntado por Ruiz et al. (2007).

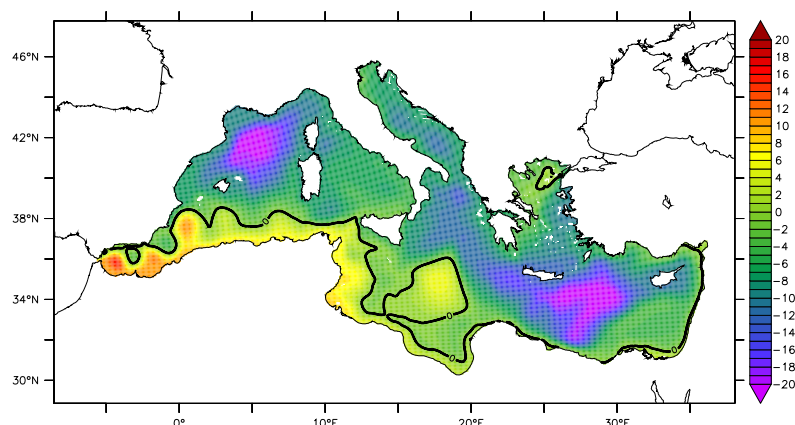


Figura 5.22: Media de la componente baroclina del nivel del mar Mediterráneo simulada en **IM12-002** (periodo 1981-1999) (en cm). La línea negra marca los puntos de nivel 0.

Finalmente, la Figura 5.22 muestra la distribución espacial en el mar Mediterráneo de la componente baroclina promediada entre 1981 y 1999. Se observa que los valores del nivel del mar baroclino más altos se localizan básicamente en el mar de Alborán y a lo largo de la costa del norte de África, mientras que los más bajos se sitúan en el golfo de León y en el mar Levantino. Este esquema parece deberse más a los efectos dinámicos ligados a los patrones de circulación imperantes que establecen, por ejemplo, una circulación en sentido ciclónico en las dos últimas zonas mencionadas, como se podía apreciar en la Figura 5.16, que al efecto estérico.

5.3 Análisis de sensibilidad

Como se ha señalado en apartados anteriores los flujos atmosféricos influyen en la dinámica oceánica y en las características termohalinas de las capas superficiales con las consiguientes implicaciones en la estratificación de la columna de agua. A continuación se pretende analizar más detalladamente el impacto del forzamiento atmosférico en el sistema, evaluando por medio de diferentes simulaciones numéricas cómo repercute la alteración de los flujos de momento, agua dulce y calor.

5.3.1 Sensibilidad a los flujos de momento

En primer lugar nos centraremos en la sensibilidad del sistema al flujo de momento. Las zonas de formación de aguas profundas en el Mediterráneo coinciden en general con áreas donde predominan conocidos regímenes de viento local (capítulo 2): Mistral y Tramontana en el golfo de León, Bora en el mar Adriático, Etesios en el mar Egeo, vientos que juegan un papel importante al favorecer en determinadas circunstancias la convección. El presente estudio se centra pues en analizar el efecto de las variaciones en la intensidad del viento sobre los procesos convectivos simulados.

Se ha escogido como zona de estudio el golfo de León, región mediterránea en la que tienen lugar de forma regular episodios de fuertes vientos al confluir el Mistral y la Tramontana, por constituir una de las zonas del mundo con mayor número de episodios convectivos (Marshall y Schott, 1999). Para evaluar cómo afectan estos vientos (o la falta de ellos) a la convección que allí tiene lugar se han simulado los años 1986 y 1987, caracterizados por un invierno particularmente frío en la región durante el cual se observó un episodio de convección profunda especialmente notable (Leaman y Schott, 1991; Somot, 2005).

Para llevar a cabo el análisis se ha tomado como referencia –o simulación de control– las salidas de la simulación *hindcast* **IM12-002** presentada en la sección 5.2. Se han ejecutado dos simulaciones test que cubren el citado periodo modificando en cada una de ellas únicamente el flujo de momento en la región LEON (definida en el capítulo 4) y manteniendo el resto de flujos atmosféricos idénticos a los aplicados en la simulación **IM12-002**. En la primera de las simulaciones de sensibilidad (denominada **IM12-002m0**) se ha anulado por completo la tensión del viento para evaluar el impacto de la falta de viento en la convección, mientras que en la segunda de ellas (**IM12-002m3**) se ha triplicado este parámetro para determinar las implicaciones que un régimen de viento extremo prolongado en la región tiene sobre la formación de agua profunda.

Analizando en primer lugar la temperatura superficial simulada en la zona del golfo de León se observa, durante los meses de noviembre y diciembre de 1986 (Figura 5.23), mayor similitud espacial entre los patrones de la simulación de referencia (**IM12-002**) y la forzada con viento nulo (**IM12-002m0**) que con la de viento intensificado (**IM12-002m3**). Las dos primeras simulaciones presentan un núcleo de aguas frías centrado en el golfo de León que no se aprecia tan nítidamente en **IM12-002m3**, siendo las temperaturas más bajas en el caso de **IM12-002m0** que en **IM12-002**. La Figura 5.24 muestra una serie de diagramas de Hovmöller, que representan la evolución temporal en escala mensual de los perfiles de anomalías de temperatura, salinidad y densidad de **IM12-002m0** e **IM12-002m3** respecto a **IM12-002**, promediados en el golfo de León. Estos diagramas ilustran que el menciona-

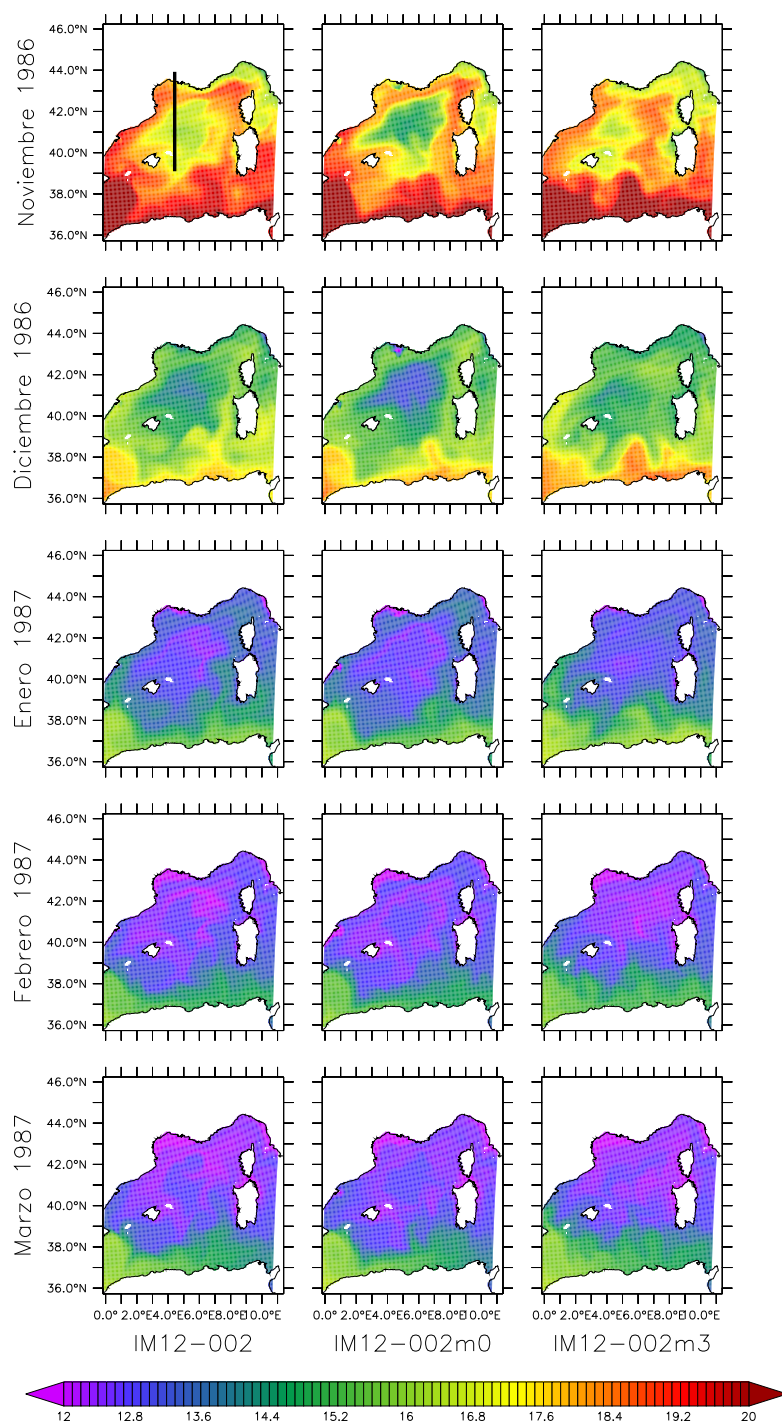


Figura 5.23: Distribución espacial de la temperatura superficial del mar (en °C) obtenida a partir de las simulaciones con viento realista HIPOCAS (izquierda), viento nulo (centro) y viento intensificado (derecha) en la región LEON. Se muestran las medias mensuales de noviembre 1986 a marzo 1987. La línea negra señala la sección vertical mostrada en los análisis de la densidad en la columna de agua.

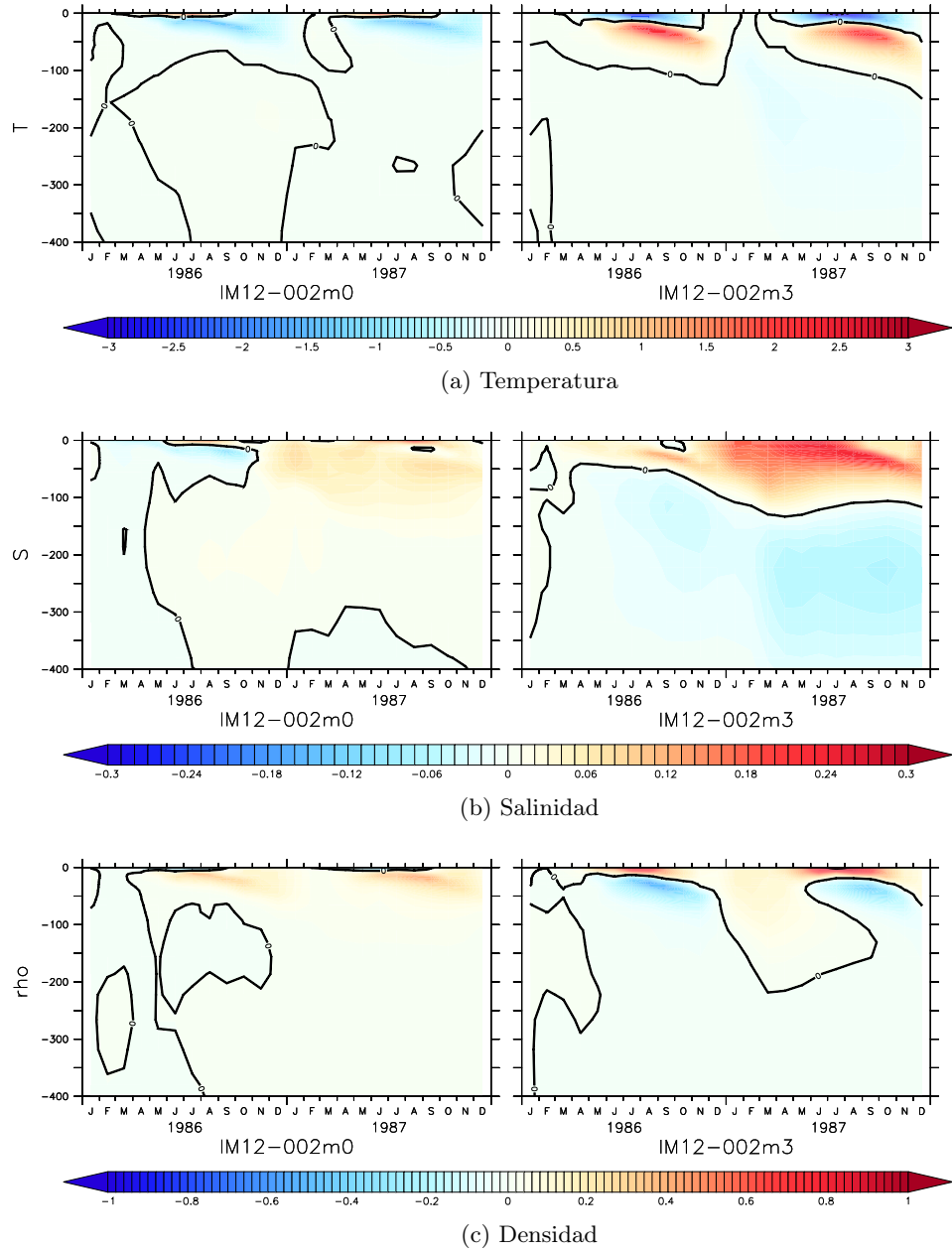


Figura 5.24: Diagramas de Hovmöller de las diferencias entre las simulaciones de viento nulo (**IM12-002m0**, izquierda) y viento x3 (**IM12-002m3**, derecha) respecto a control (**IM12-002**) (periodo 1986-1987). Se muestran los valores mensuales, promediados en la región LEON entre 0 y 400 metros de profundidad, de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad (psu) y densidad (kg m^{-3}). La línea negra marca los puntos de valor nulo.

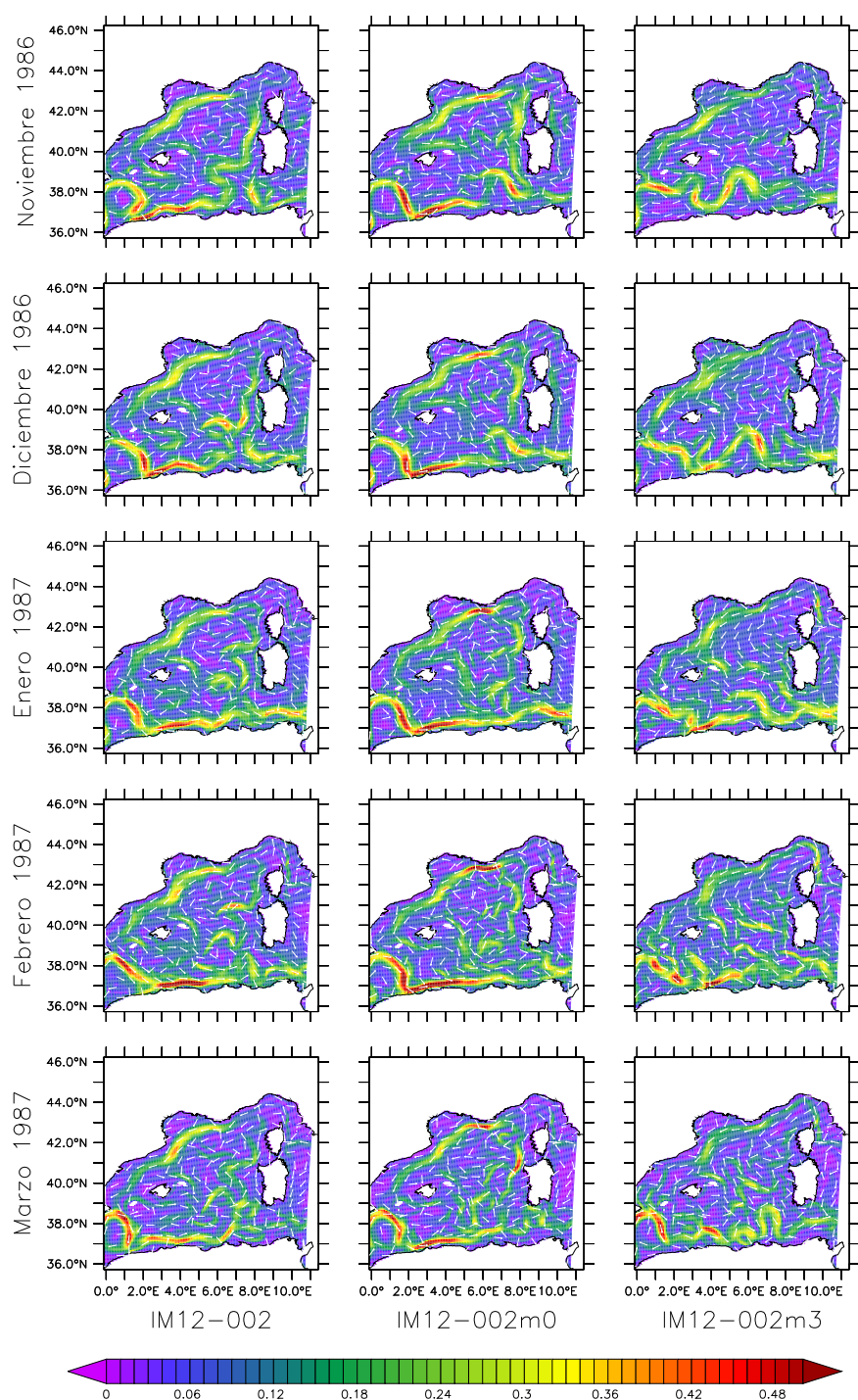


Figura 5.25: Distribución espacial de la corriente superficial obtenida a partir de las simulaciones con viento HIPOCAS (IM12-002, izquierda), viento nulo (IM12-002m0, centro) y viento x3 (IM12-002m3, derecha) en la región LEON (en m s^{-1}). Se muestran los resultados mensuales de noviembre 1986 a marzo 1987.

do sesgo negativo en la temperatura superficial de la simulación con viento nulo no se da únicamente en la superficie, sino que se extiende e incluso intensifica en los primeros 50 metros de la columna de agua. Se aprecia asimismo que dicho sesgo tiene un marcado carácter estacional, siendo más destacable en profundidad en la época estival. En **IM12-002m3** las anomalías de temperatura muestran también una clara componente estacional aunque los resultados difieren de los de **IM12-002m0**. En verano, **IM12-002m3** subestima la temperatura de la simulación de control **IM12-002** hasta 30 metros de profundidad y la sobrestima entre 30 y 100 metros. Este dipolo de anomalías de temperatura se traduce en un menor gradiente vertical de la temperatura y, por consiguiente, en una menor estratificación de la columna de agua hasta 100 metros. No obstante, hay que resaltar que esta característica únicamente se produce en esa época del año, desapareciendo prácticamente las diferencias en los meses de invierno cuando se producen habitualmente los procesos convectivos.

Las simulaciones **IM12-002m0** e **IM12-002m3** difieren también en las anomalías de salinidad, si bien los resultados no exhiben el patrón estacional observado en la temperatura (Figura 5.24b). En ambas simulaciones test se aprecia un aumento de salinidad en las capas superficiales con relación a la simulación de control. Este incremento es mayor cuando se fuerza el modelo con viento intenso, al favorecer éste los procesos de evaporación –también existentes en **IM12-002m0**– que conllevan un aumento de la salinidad en las capas superficiales. Estas diferencias en la evolución temporal de los perfiles de temperatura y salinidad entre **IM12-002m0** e **IM12-002m3** se traducen a su vez en anomalías de densidad distintas respecto a **IM12-002** como muestra la Figura 5.24c.

Los cambios en la estructura vertical de temperatura, salinidad y densidad cuando se anula o intensifica (x3) el viento usado para forzar el modelo parecen deberse fundamentalmente a alteraciones en los patrones de circulación de la región, como se observa en la Figura 5.25. En **IM12-002m3**, al triplicarse la tensión del Mistral y la Tramontana –vientos del Norte y Noroeste en la región LEON– se tiende a frenar la corriente que, en **IM12-002** e **IM12-002m0** y particularmente en noviembre y diciembre de 1986, asciende desde la costa argelina, bordea el oeste de las islas de Córcega y Cerdeña y cierra el vórtice ciclónico del golfo de León, aislando las masas de agua en su interior. El cierre del giro en el golfo de León en **IM12-002** e **IM12-002m0** favorece el “abombamiento” (en inglés, *doming*) en su seno de las superficies de densidad constante (isopícnas), como se observa en la Figura 5.26, que muestra las secciones verticales de anomalía de densidad potencial (de 40 a 43°N y 4,5°E) en el golfo de León desde noviembre de 1986 hasta marzo de 1987. Este hecho es importante puesto que el *doming* de las isopícnas se revela como un factor fundamental en el preconditionamiento de los fenómenos convectivos, como ocurre en el giro de Rodas, zona de formación de la

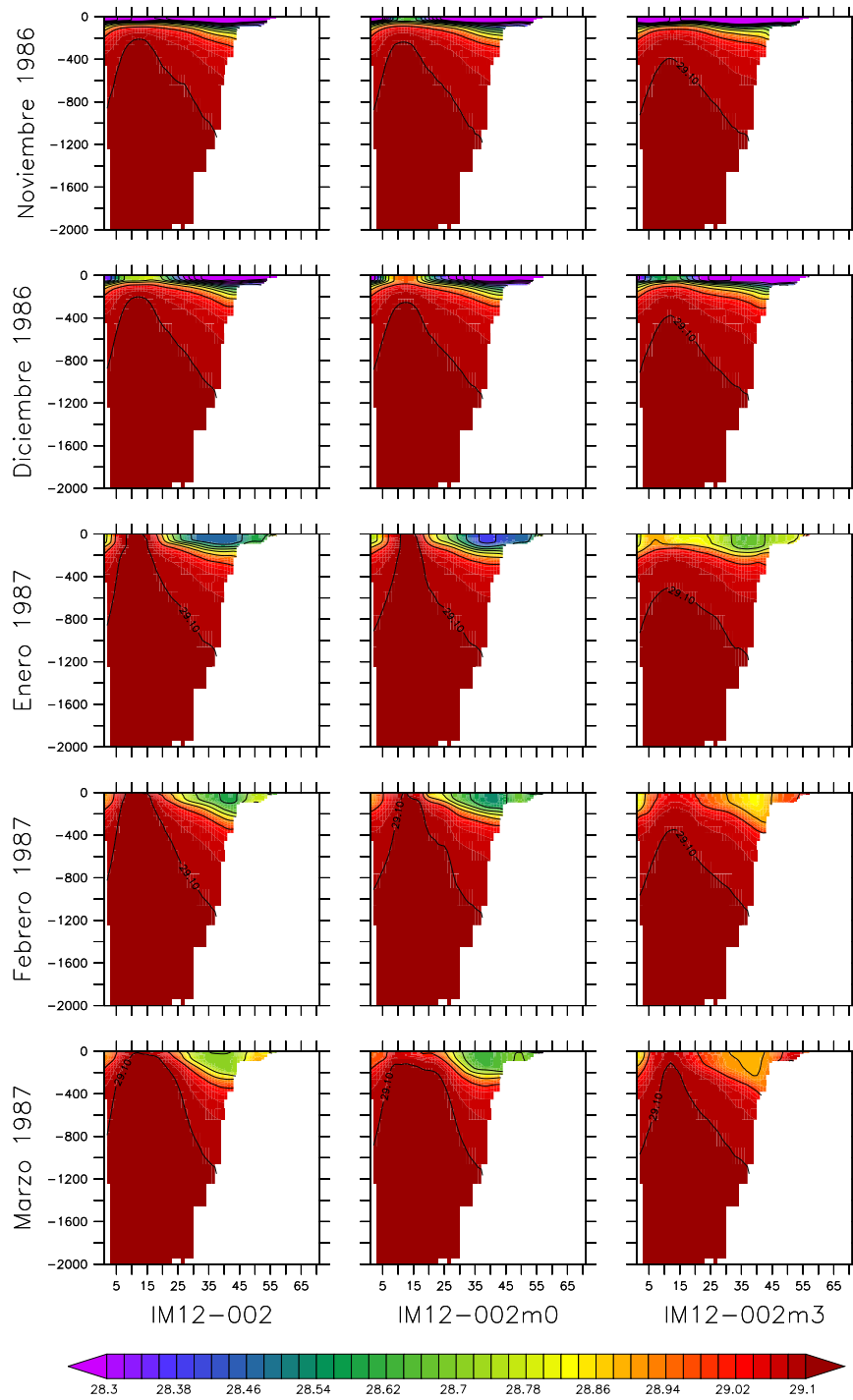


Figura 5.26: Sección vertical en el golfo de León a 4,5 °E (en negro en la Figura 5.23) de la anomalía de densidad potencial (en kg m⁻³) obtenida de las simulaciones forzadas con viento HIPOCAS (IM12-002, izquierda), viento nulo (IM12-002m0, centro) y viento intensificado (IM12-002m3, derecha), de noviembre 1986 a marzo 1987.

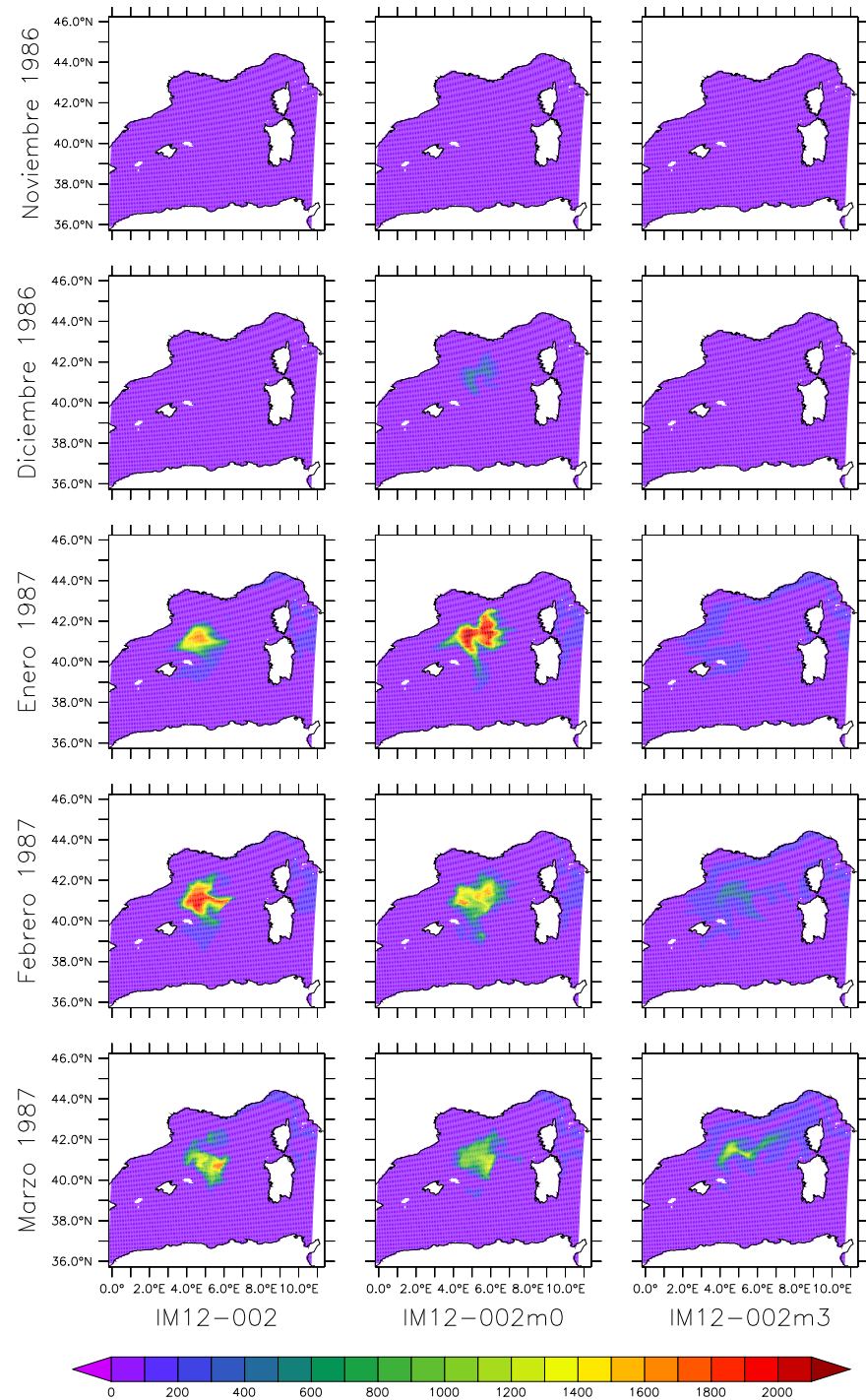


Figura 5.27: Distribución espacial de la profundidad de la capa de mezcla obtenida a partir de las simulaciones con viento HIPOCAS (**IM12-002**, izquierda), viento nulo (**IM12-002m0**, centro) y viento intensificado (**IM12-002m3**, derecha) en la región LEON (en m). Se muestran los resultados mensuales de noviembre 1986 a marzo 1987.

LIW en el mar Levantino (Lascaratos y Nittis, 1998). Por el contrario, el giro en **IM12-002m3** aparece más difuminado, permitiendo que se mezcle más agua por advección e inestabilidad baroclina con el consiguiente descenso de la densidad al bajar la salinidad y aumentar la temperatura, y se frene el *doming* de las isopícnas (paneles de la derecha en la Figura 5.26). Por tanto, aunque a priori el Mistral y la Tramontana actúan como mecanismo de disparo de la fase de mezcla violenta convectiva en el centro del giro, su persistencia en **IM12-002m3** rompe el giro ciclónico, permitiendo de este modo una mayor estratificación de las capas superficiales.

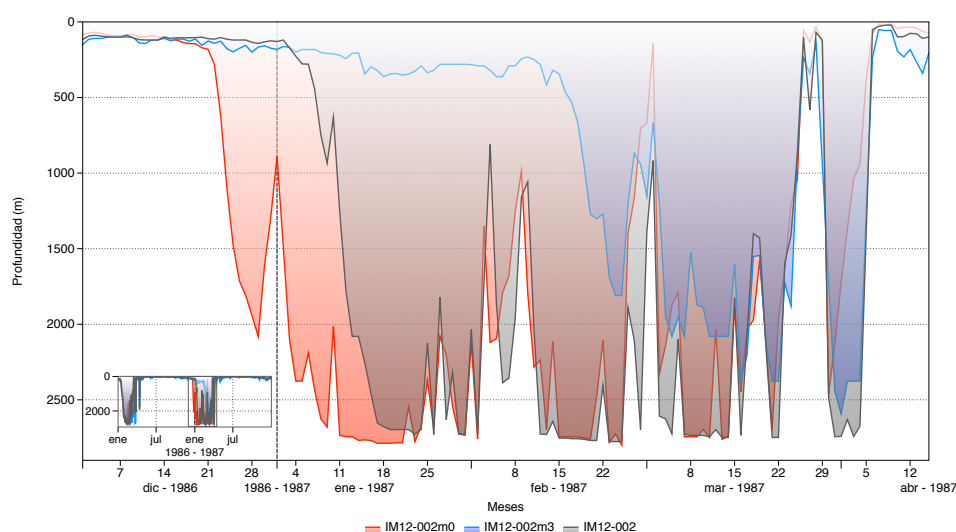


Figura 5.28: Profundidades máximas de la capa de mezcla en la región LEON a partir de las simulaciones forzadas con viento HIPOCAS (**IM12-002**, gris), viento nulo (**IM12-002m0**, rojo) y viento x3 (**IM12-002m3**, azul) (periodo 1986-1987 en el panel inferior izquierdo, periodo diciembre 1986-abril 1987 en el panel principal).

Estas diferencias en los patrones de temperatura, salinidad y densidad obtenidas a partir de las tres simulaciones conducen a modificaciones importantes en la evolución temporal de la profundidad de la capa de mezcla¹. Al analizar la evolución espacio-temporal del citado parámetro en el golfo de León se observa que la convección se inicia antes en **IM12-002m0** que en **IM12-002** y, sobre todo, que en **IM12-002m3**, simulación ésta que presenta fenómenos convectivos en la zona mucho más tardíos y de menor extensión espacial (Figura 5.27). El aumento del viento en la simulación **IM12-002m3** que, como se ha mostrado, limita el ascenso de las isopícnas, parece por tanto

¹Esta variable proporcionada por el modelo de circulación equivale a la profundidad de la turboclina, que es la profundidad a partir de la cual el coeficiente de difusividad vertical es inferior a un umbral determinado (5 cm s^{-2} en la configuración IBMED12).

inhibir la convección en el golfo de León dando como resultado una columna de agua más estratificada en su capa superficial, al contrario que en **IM12-002m0** donde la falta de viento tiende a favorecer la convección. La serie de la profundidad máxima diaria de la capa de mezcla alcanzada en las tres simulaciones (Figura 5.28) confirma que, para el episodio mostrado (invierno 1986-1987), la fase de mezcla empieza en torno al 21 de diciembre en **IM12-002m0** y alrededor del 10 de enero en **IM12-002**, mientras que hay que esperar al 20 de febrero para apreciar el hundimiento de la capa de mezcla en **IM12-002m3**.

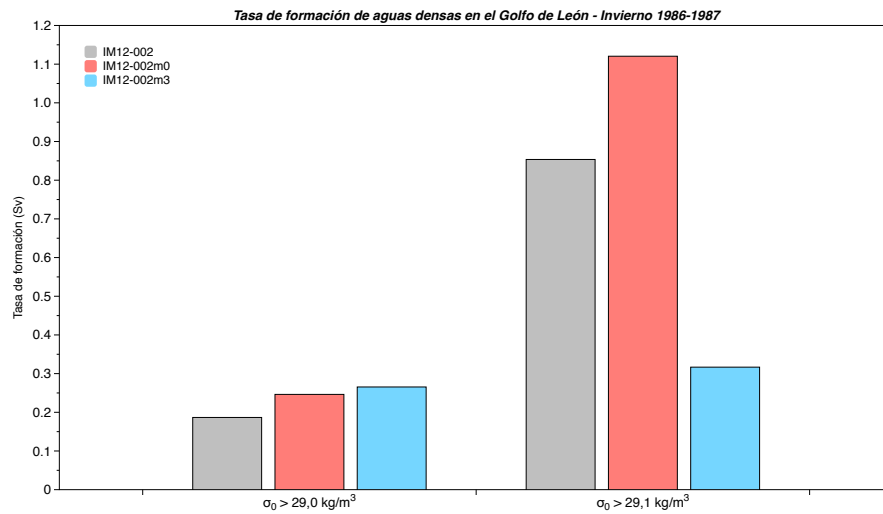


Figura 5.29: Tasas de formación de aguas densas en la región LEON durante el invierno 1986-1987 (en Sv). Se muestran los resultados obtenidos a partir de las simulaciones forzadas con viento HIPOCAS (**IM12-002**), viento nulo (**IM12-002m0**) y viento intensificado (**IM12-002m3**) para $\sigma_0 > 29,0 \text{ kg m}^{-3}$ (capa intermedia de 200 a 500 m) y $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$ (capa profunda de 2000 m hasta el fondo).

Las diferencias en la evolución de los procesos convectivos se reflejan también en el volumen de aguas densas formado durante el invierno 1986-1987 en las tres simulaciones analizadas. Para contabilizarlo se han tomado los mismos umbrales de anomalía de densidad potencial σ_0 empleados en la sección 5.2.3 para caracterizar las aguas de las capas intermedia y profunda del golfo de León: $29,0$ y $29,1 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente. La tasa de formación de agua densa en la capa intermedia es similar en **IM12-002**, **IM12-002m0** e **IM12-002m3**, con valores que oscilan entre $0,19 \text{ Sv}$ para la simulación de referencia y $0,27 \text{ Sv}$ para la forzada con la tensión del viento triplicada (Figura 5.29). Sin embargo, para σ_0 superior a $29,1 \text{ kg m}^{-3}$ dicha tasa se incrementa notablemente en **IM12-002m0** hasta alcanzar $1,12 \text{ Sv}$, siendo

este valor mayor que el obtenido en la simulación de control **IM12-002** (0,85 Sv) y muy superior al de la simulación **IM12-002m3**, puesto que prácticamente cuadruplica la tasa lograda en esta última simulación (0,32 Sv).

5.3.2 Sensibilidad a los flujos de calor

Entre los fenómenos convectivos reproducidos por la simulación de referencia **IM12-002** ya analizados en la sección 5.2.3, destacan los que se produjeron entre 1991 y 1993 en el mar Egeo durante un evento transitorio EMT. Durante ese periodo la tasa de formación de aguas densas en esa zona fue considerablemente más elevada que en el resto del periodo simulado (1981-1999). De acuerdo con los resultados mostrados en el apartado 5.2.3, la pérdida de flotabilidad total en la zona influyó de manera determinante en la inestabilización de las capas superficiales, siendo gran parte de dicho descenso atribuible a mayores pérdidas del flujo de calor superficial.

No obstante, en este punto conviene recordar que, como se ha descrito en el apartado 5.1.2.3, la simulación de referencia **IM12-002** se llevó a cabo forzando el modelo de océano con flujos de calor HIPOCAS corregidos. La corrección aplicada, consistente en disminuir en 4 W m^{-2} la suma de los flujos de onda corta, onda larga, calor sensible y calor latente, permitía mantener ajustado el balance térmico del Mediterráneo, equilibrando la pérdida de calor en la superficie marina con el aporte calorífico a la cuenca procedente del océano Atlántico. Así pues, para analizar la sensibilidad del sistema a variaciones en estos flujos de calor y el impacto que dichos cambios pueden tener en la convección del mar Egeo durante eventos similares al EMT, se decidió realizar una simulación test entre 1990 y 1993, que llamaremos **IM12-002nc**, en la que no se ha aplicado ninguna corrección a los mencionados flujos. A continuación se procede a comparar los resultados de esta simulación con flujos sin corregir con los de la simulación de referencia **IM12-002** durante el periodo 1990-1993.

Para el mencionado periodo, se estima en $+6,12 \text{ W m}^{-2}$ el transporte de calor neto simulado en Gibraltar por la simulación test **IM12-002nc**, mientras que la pérdida total de calor en la superficie del Mediterráneo asciende a $-7,45 \text{ W m}^{-2}$, dando como resultado un desequilibrio energético de $-1,33 \text{ W m}^{-2}$ (Tabla 5.10). Entre 1990 y 1993 el balance energético de la simulación de referencia **IM12-002** ($-2,54 \text{ W m}^{-2}$) arroja un mayor desequilibrio que en **IM12-002nc** como consecuencia de un transporte en Gibraltar algo menor ($+6,02 \text{ W m}^{-2}$) y una pérdida de calor total en superficie más importante ($-8,56 \text{ W m}^{-2}$). Se observa por tanto que la corrección aplicada a las largas series temporales de los flujos de calor HIPOCAS en la simulación de referencia **IM12-002** puede acarrear ocasionalmente efectos no deseados en periodos de menor duración, al acentuar en momentos puntuales las anomalías de ca-

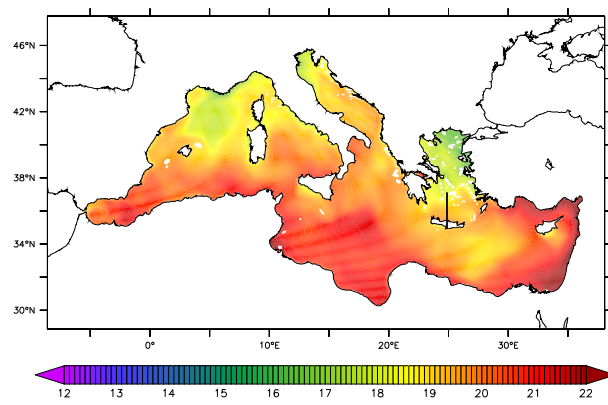
	1990-1993		1981-1999
	IM12-002nc	IM12-002	IM12-002
Gibraltar	+6,12	+6,02	+6,45
Pérdida de calor neto	-5,73	-6,87	-6,14
Pérdida por agua evaporada	-1,72	-1,69	-1,68
Pérdida total Mediterráneo	-7,45	-8,56	-7,82
Balance energético	-1,33	-2,54	-1,37

Tabla 5.10: Transporte de calor en el estrecho de Gibraltar y pérdida de calor en la superficie del mar Mediterráneo con y sin corrección de flujos de calor para los periodos 1990-1993 y 1981-1999 (en W m^{-2}).

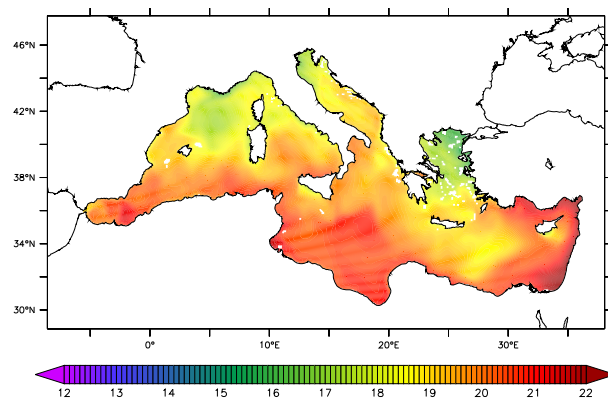
lor negativas vinculadas a eventos extremos y desequilibrar transitoriamente el balance energético en el Mediterráneo durante periodos cortos.

En términos espaciales la corrección de los flujos de calor no altera sustancialmente el patrón espacial de la temperatura superficial del mar. Al igual que **IM12-002**, **IM12-002nc** presenta un gradiente latitudinal caracterizado por valores más bajos en el norte de la cuenca mediterránea (golfo de León, mar Egeo) y más altos cerca de las costas norteafricanas y en el mar Levantino (Figura 5.30). Como cabe esperar tras analizar los valores mostrados en la Tabla 5.10, el menor desajuste negativo del balance térmico reproducido por la simulación test ($-1,33 \text{ W m}^{-2}$ frente a $-2,54 \text{ W m}^{-2}$), que implica que el Mediterráneo pierde menos energía en **IM12-002nc**, se traduce en una mayor temperatura superficial del mar como muestra la Figura 5.30c.

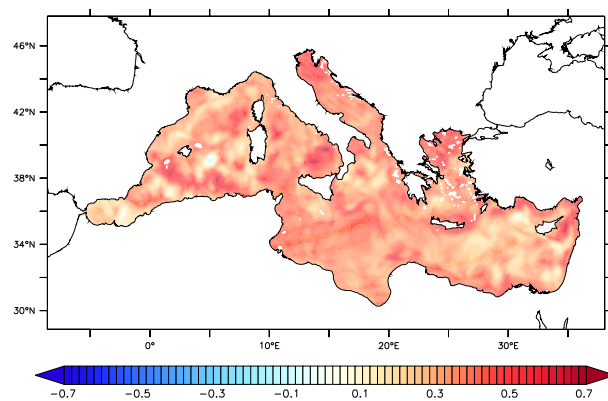
Como se ha mencionado en la sección 5.2.3 y en el capítulo 4, las anomalías de los flujos de calor juegan un destacado papel en los fenómenos convectivos del mar Mediterráneo, hecho este puesto de relieve durante el EMT que tuvo lugar en el mar Egeo. Para completar el estudio, a continuación analizamos el grado de impacto que la corrección aplicada a los flujos de calor tiene en las características termohalinas de esta zona geográfica y sus repercusiones en la convección. Como ilustra el diagrama de Hovmöller de temperatura en la Figura 5.31a, el forzamiento con flujos no corregidos –que, recordemos, implica menor pérdida de calor en superficie– se traduce en una anomalía positiva de la SST de **IM12-002nc** respecto a **IM12-002**, más significativa a finales de verano y en otoño, y más atenuada en invierno. Se aprecia además que durante los meses invernales este sesgo se propaga paulatinamente hacia capas más profundas hasta alcanzar en enero y febrero profundidades de 200 a 300 metros. Por el contrario, de 1990 a 1993, los perfiles de anomalías de salinidad en la región no muestran un patrón tan bien definido y se caracterizan por un sesgo positivo en 1991, seguido de una subestimación de la salinidad estimada por **IM12-002** en 1992 (Fi-



(a) IM12-002nc

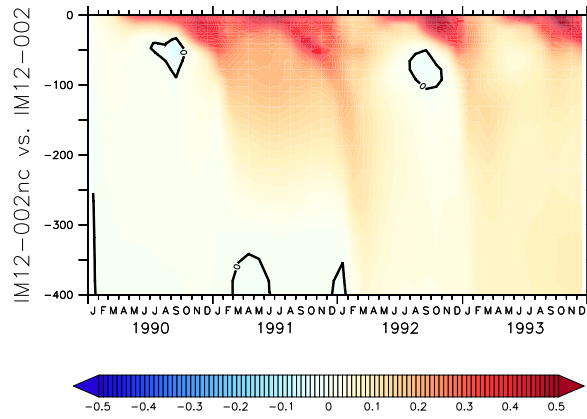


(b) IM12-002

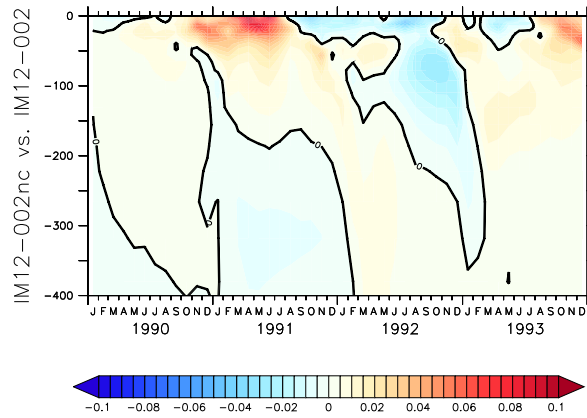


(c) IM12-002nc vs. IM12-002

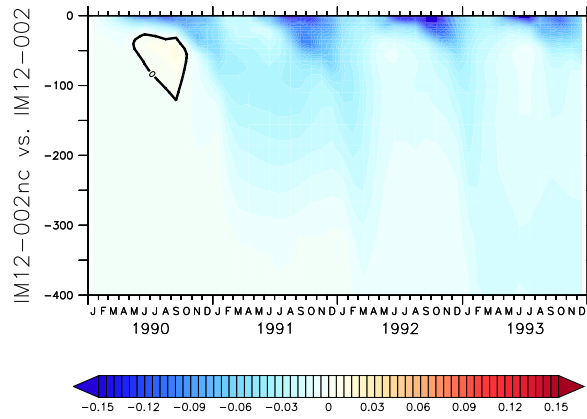
Figura 5.30: Distribución espacial de la SST (en °C) promediada entre 1990 y 1993, a) sin corrección de flujos de calor, b) con corrección de flujos de calor y c) diferencia entre ambas. La línea negra del panel superior señala la sección vertical empleada para el análisis de la densidad en la columna de agua.



(a) Temperatura



(b) Salinidad



(c) Densidad

Figura 5.31: Diagramas de Hovmöller de las diferencias entre las simulaciones sin corrección (**IM12-002nc**) y con corrección (**IM12-002**) de flujos de calor de a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b), salinidad (psu) y c) densidad (kg m^{-3}) promediadas en la región EGEO entre 0 y 400 metros de profundidad, de 1990 a 1993. La línea negra marca los puntos de valor nulo.

gura 5.31b). La tímida respuesta de la corrección en la salinidad se debe fundamentalmente a que se actúa únicamente sobre los flujos de calor, que inciden sobre las características térmicas, y no sobre el flujo de agua dulce, vinculado en cambio a los procesos de evaporación y por ende a la salinidad. En consecuencia, el perfil de anomalías de densidad sigue una evolución muy parecida al de temperatura y se caracteriza por una subestimación por parte de **IM12-002nc** de la densidad estimada en comparación con la simulación de referencia (Figura 5.31c). Este sesgo negativo resulta particularmente importante en superficie de agosto a noviembre y se extiende posteriormente, en especial en los meses invernales, hacia capas más profundas. La presencia en **IM12-002nc** de una anomalía negativa de densidad mayor en superficie que en capas más profundas determina que las aguas superficiales son más ligeras en esta simulación test que en la de referencia, intensificándose el gradiente vertical de densidad y reduciéndose las condiciones favorables a la mezcla de la columna de agua en la zona. Para comprobarlo se ha comparado la media mensual de la profundidad de la capa de mezcla simulada por **IM12-002** e **IM12-002nc** en el mar Egeo entre noviembre de 1992 y marzo de 1993, periodo del EMT en el que se produjeron los fenómenos convectivos más importantes en la región.

Los resultados de ambas simulaciones ponen de manifiesto que, tal y como viene documentado en la literatura, la capa de mezcla alcanzó mayor profundidad en febrero de 1993 frente a las costas septentrionales de Creta (Figura 5.32) en la denominada cuenca cretense, donde se forma la *Cretan Deep Water (CDW)* (Roether et al., 1996; Nittis et al., 2003). Sin embargo, y pese a mostrar patrones espaciales análogos, se aprecian diferencias entre **IM12-002** e **IM12-002nc** en la profundidad de la capa de mezcla, puesto que ésta alcanza valores de casi 1000 metros en la simulación de referencia con corrección de los flujos de calor (a la izquierda en la Figura 5.32), mientras que en la simulación test **IM12-002nc** no corregida ésta se reduce a 600 metros (a la derecha en la Figura 5.32). En este sentido, la Figura 5.33 muestra la sección vertical de densidad en la cuenca Cretense a 24,8 °E, entre noviembre 1992 y marzo 1993, obtenida de ambas simulaciones. Se observa que la zona presenta durante los meses de noviembre y diciembre de 1992 un perfil vertical de densidad similar en ambas simulaciones con densidades crecientes a medida que nos dirigimos hacia capas más profundas. Sin embargo, entre enero y febrero de 1993 la simulación con flujos de calor corregidos (**IM12-002**) evoluciona hacia una columna de agua más mezclada y homogénea en densidad, mientras que en **IM12-002nc** ésta aparece más estratificada, inhibiéndose en parte la convección por efecto del perfil vertical de anomalía negativa de densidad observado con anterioridad. Por tanto, la razón principal por la cual la convección en la simulación de referencia es mayor se debe a que la corrección de los flujos de calor aplicada, consistente en favorecer la pérdida de calor en superficie, intensifica la anomalía negativa

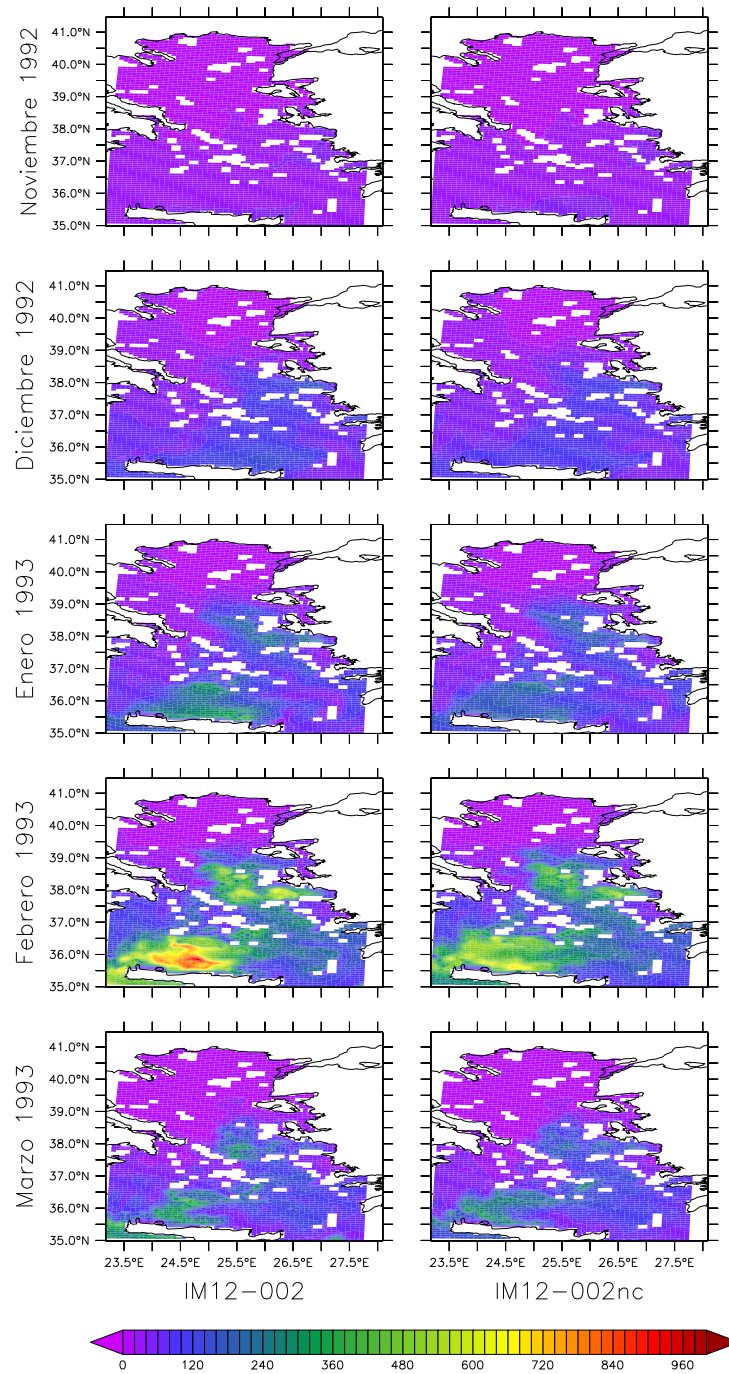


Figura 5.32: Distribución espacial de la profundidad de la capa de mezcla (en m) obtenida a partir de las simulaciones con flujos de calor HIPOCAS corregidos (**IM12-002**, izquierda) y sin corregir (**IM12-002nc**, derecha) en el mar Egeo. Se muestran los patrones espaciales mensuales de noviembre 1992 a marzo 1993.

de estos flujos en superficie durante el periodo ya inicialmente frío del EMT, con el consiguiente aumento de la densidad en esas capas superficiales.

La tasa de formación de aguas densas obtenida durante los inviernos 1990-1991, 1991-1992 y 1992-1993 para las dos simulaciones analizadas confirma que la corrección de los flujos de calor influye de manera significativa en la convección de las aguas superficiales del Egeo durante el EMT. Las tasas de formación se han computado siguiendo una metodología idéntica a la aplicada en apartados anteriores, que asignaba umbrales de anomalía de densidad potencial σ_0 de 29,1 y 29,2 kg m⁻³ para identificar en el Mediterráneo oriental las aguas intermedias de 200 a 500 metros y profundas por debajo de 2000 metros, respectivamente. Las tasas calculadas muestran que, independientemente de la simulación, se formó más agua densa en las capas intermedia y profunda del mar Egeo en los inviernos 1991-1992 y 1992-1993 que durante el invierno 1990-1991 (Figura 5.34). No obstante, se observa también que la formación de aguas densas se ve favorecida cuando se fuerza el modelo en la simulación con los flujos HIPOCAS corregidos, en especial en las capas más profundas y a lo largo del invierno 1992-1993 (**IM12-002**, en gris a la izquierda de la Figura 5.34). Así, en el caso concreto del invierno 1992-1993, la tasa de formación de aguas con σ_0 superior a 29,1 kg m⁻³ es muy similar en **IM12-002** e **IM12-002nc**, siendo respectivamente de 0,97 y 0,92 Sv. En cambio, para σ_0 mayores que 29,2 kg m⁻³, la tasa lograda con los flujos de calor corregidos (0,91 Sv) prácticamente duplica la obtenida sin corrección de esos flujos (0,56 Sv).

De acuerdo con estos resultados, la corrección aplicada sobre los flujos de calor HIPOCAS usados como forzamiento en la simulación climática realizada influye de manera importante en las características térmicas locales del Mediterráneo e intensifica fenómenos convectivos, como se ha observado para el caso concreto del EMT en el mar Egeo. Por el contrario, la ausencia de corrección inhibe en parte la convección al aumentar la estratificación de la columna de agua. Se aprecia asimismo que, en un tiempo o momento puntual, dicha corrección puede desequilibrar el balance energético del mar Mediterráneo. Lo que sí demuestran estos resultados es que el mar Mediterráneo es extremadamente sensible a cambios relativamente pequeños en los flujos de calor superficiales y que para lograr simulaciones baroclínicas adecuadas no sólo los flujos han de reproducir correctamente la cronología real, sino que sus valores medios han de ser lo más realistas y ajustados posible.

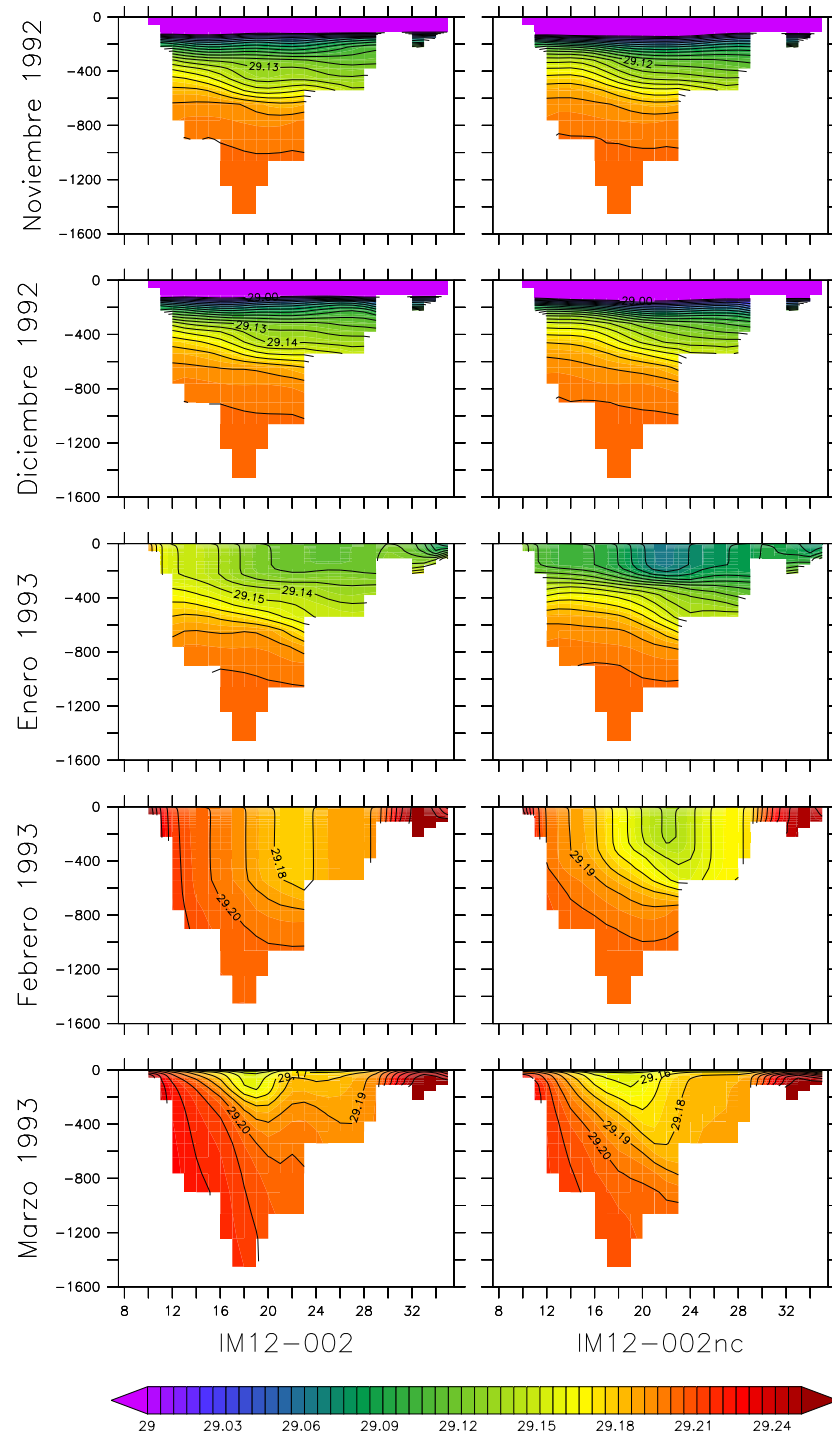


Figura 5.33: Sección vertical en la cuenca Cretense a 24,8 °E (en negro en la Figura 5.30) de la anomalía de densidad potencial obtenida de las simulaciones forzadas con flujos de calor corregidos (**IM12-002**, izquierda) y sin corregir (**IM12-002nc**, derecha), de noviembre 1992 a marzo 1993.

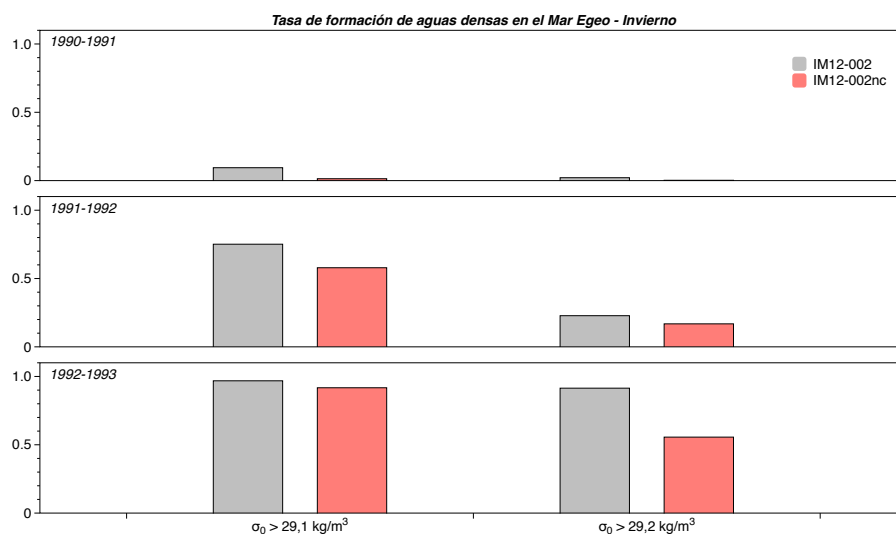


Figura 5.34: Tasas de formación de aguas densas en la región EGEO durante los inviernos de 1991 a 1993 (en Sv). Se muestran los resultados obtenidos a partir de las simulaciones forzadas sin (**IM12-002nc**) y con (**IM12-002m0**) corrección de los flujos de calor para $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$ (capa intermedia de 200 a 500 m) y $\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3}$ (capa profunda de 2000 m hasta el fondo).

5.3.3 Sensibilidad a los flujos de agua dulce

En los apartados anteriores se ha analizado en qué medida pequeñas variaciones en los flujos atmosféricos de momento y calor pueden influir en la circulación oceánica de la cuenca mediterránea (transporte en Gibraltar, convección). Para completar este estudio se procede a evaluar a continuación la sensibilidad del mar Mediterráneo a alteraciones del flujo de agua dulce y más concretamente a una disminución del mismo. Con ese fin se ha llevado a cabo una simulación test (de ahora en adelante **IM12-002na**) de 1986 a 1987 en la que se ha reducido el flujo original de agua dulce HIPOCAS en 1 mm día^{-1} . Cabe recordar que en la simulación *hindcast* de referencia (**IM12-002**) se había aplicado una corrección de $+0,45 \text{ mm día}^{-1}$ al flujo de agua dulce HIPOCAS, por lo que finalmente el valor medio de E-P-R usado en la simulación test **IM12-002na** presenta una disminución de $1,45 \text{ mm día}^{-1}$ ($\sim -529,25 \text{ mm año}^{-1}$) respecto al usado en **IM12-002**, lo que supone en el balance neto un aumento del agua dulce ganada en la superficie oceánica.

En primer lugar comprobamos el grado de incidencia de la disminución del flujo de agua dulce en el transporte de agua existente en el estrecho de Gibraltar. Para el periodo 1986-1987, el transporte medio de agua entrante en el mar Mediterráneo deducido de la simulación **IM12-002na** se reduce en $0,03 \text{ Sv}$ con respecto al estimado a partir de la simulación de referencia

Transporte (Sv)	Entrante	Saliente	Neto
IM12-002na	$+0,79 \pm 0,06$	$-0,78 \pm 0,06$	$+0,01 \pm 0,03$
IM12-002	$+0,82 \pm 0,06$	$-0,77 \pm 0,06$	$+0,05 \pm 0,03$

Tabla 5.11: Valores medios entrantes, salientes y netos del transporte de agua en el estrecho de Gibraltar, de 1986 a 1987, para la simulación con reducción del flujo de agua (**IM12-002na**) y de referencia (**IM12-002**).

(**IM12-002**), mientras que el transporte saliente se mantiene en valores similares en ambas simulaciones (Tabla 5.11). Estos resultados se traducen por consiguiente en un descenso drástico del transporte neto en **IM12-002na** ($+0,01$ Sv), muy inferior (en un 79,2 %) al obtenido en **IM12-002** ($+0,05$ Sv).

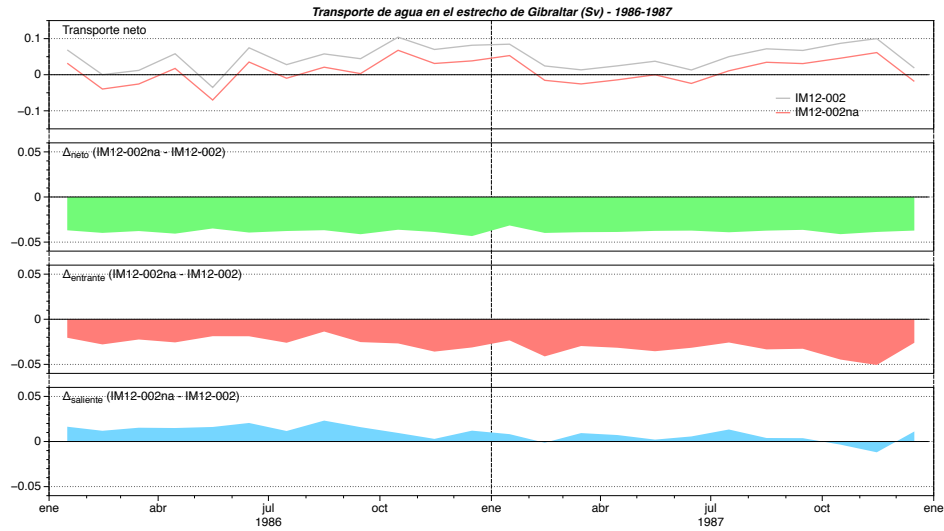


Figura 5.35: Transporte neto de agua en el estrecho de Gibraltar entre 1986 y 1987 estimado a partir de las simulaciones con flujo de agua dulce reducido (**IM12-002na**) y de referencia (**IM12-002**), y variaciones del transporte de agua neto, entrante y saliente de **IM12-002na** respecto a **IM12-002** (Sv).

Si se analiza más detalladamente la evolución del transporte neto de agua en el estrecho de Gibraltar y de sus dos componentes, se comprueba que el cambio en los flujos de agua dulce no modifica el ciclo estacional, manteniéndose la subestimación del transporte neto por parte de **IM12-002na** de manera más o menos constante durante todo el periodo transcurrido entre 1986 y 1987 (Figura 5.35). Se constata asimismo que la subestimación mencionada se debe básicamente a valores más bajos del transporte entrante en la simulación con flujo de agua dulce reducido **IM12-002na** y, además, que

esta anomalía negativa respecto a **IM12-002** se acrecienta a lo largo del periodo (en rojo en la Figura 5.35). En este sentido, el transporte saliente en **IM12-002na** no logra contrarrestar la anomalía negativa mencionada a pesar de sobrestimar ligeramente los valores de la simulación de referencia (en azul en la Figura 5.35). Se observa asimismo que dicha sobrestimación presenta una tendencia negativa de magnitud similar a la tendencia presente en el transporte entrante, pudiendo deberse ambas a que, ante las nuevas condiciones de contorno impuestas en la simulación test, la circulación mediterránea no alcanza el pleno equilibrio en los dos años simulados.

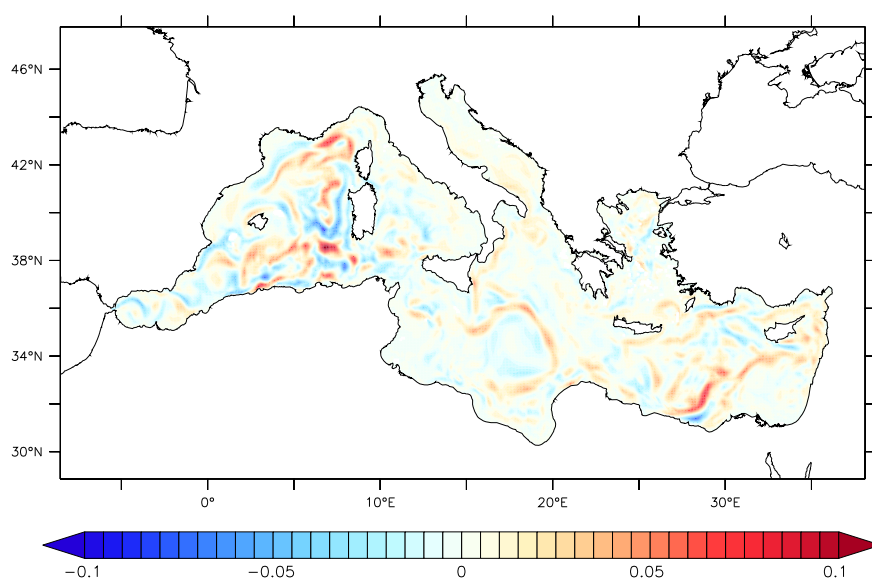


Figura 5.36: Diferencia en módulo medio (en m s^{-1}) de las corrientes superficiales de las simulaciones con flujo de agua dulce reducido (**IM12-002na**) y de referencia (**IM12-002**) (periodo 1986-1987).

El descenso observado en el transporte neto de agua en el estrecho de Gibraltar al reducir el flujo de agua dulce usado como forzamiento se acompaña de cambios en la circulación simulada. Las variaciones más significativas de las corrientes superficiales tienen lugar en el Mediterráneo occidental, donde los giros existentes en el mar de Alborán y golfo de León tienden a disminuir en intensidad y cambiar localmente de patrón (Figura 5.36). Si nos centramos más detenidamente en la región LEON observamos que el giro ciclónico existente durante el invierno 1986-1987 en **IM12-002** aparece más difuminado en **IM12-002na**, principalmente por la disminución en intensidad de la corriente que asciende de Sur a Norte a lo largo de las costas occidentales de Córcega y Cerdeña (Figura 5.37). Cabe señalar que este resultado se asemeja al obtenido con anterioridad en la simulación **IM12-002m3** (Sección 5.3.1),

en la cual se había triplicado la tensión del viento HIPOCAS usado como forzamiento en la región LEON.

Las consecuencias del cierre incompleto del giro son similares a las descritas para el caso de la simulación test del flujo de momento, como muestran las tasas de formación de aguas densas en el golfo de León calculadas para las simulaciones **IM12-002** e **IM12-002na** (Figura 5.38). Para su cálculo se ha aplicado el mismo criterio utilizado anteriormente en el golfo de León tomándose 29,0 y 29,1 kg m⁻³ como umbrales de anomalía de densidad potencial σ_0 que definen las aguas densas de capas intermedias (200 a 500 metros) y profundas (por debajo de 2000 metros), respectivamente. Los resultados muestran que la tasa de formación de aguas intermedias sólo se reduce de 0,19 Sv (**IM12-002**) a 0,15 Sv (**IM12-002na**) cuando se fuerza el modelo oceánico con flujos de agua dulce menores, pero que, por el contrario, el descenso es muy significativo cuando se trata de las aguas más densas, reduciéndose a menos de la mitad el volumen de agua profunda formada en la simulación test (de 0,85 a 0,37 Sv).

Además de los cambios en la circulación que, como hemos visto, inciden de manera destacada en los procesos convectivos del golfo de León, los efectos de la reducción en el flujo de agua dulce en la convección se extienden por todo el Mediterráneo dado que la disminución en el flujo de agua dulce se aplica por igual en todo el dominio simulado. Con el fin de comprobar sus implicaciones en toda la cuenca se ha analizado la estabilidad de la columna de agua bajo las condiciones impuestas en ambas simulaciones en las regiones de formación de aguas profundas. Para ello se ha calculado el índice de estratificación vertical (IE) (Somot, 2005; Herrmann et al., 2008; Beuvier et al., 2010) definido para un punto (i,j) a una profundidad h como

$$IE(i, j, h) = \int_0^h N^2(i, j, z) \cdot z \cdot dz \quad (5.12)$$

donde N es la frecuencia de oscilación de Brunt-Väisälä. Puesto que $N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, donde g es la gravedad y ρ la densidad del agua, se puede sustituir este término en la ecuación 5.12, obteniéndose

$$IE(i, j, h) = g \int_0^h \frac{z}{\rho(i, j, z)} d\rho \quad (5.13)$$

La ecuación 5.13 permite de este modo caracterizar la estratificación de la columna de agua en un punto de malla del modelo y representa la pérdida de flotabilidad necesaria para que la convección profunda alcance el fondo del océano en el punto seleccionado. En nuestro caso se ha restringido el cálculo a los puntos de la malla IBMED12 que cubren las zonas tradicionales de formación de agua profunda (identificadas anteriormente en el golfo de León, mar Adriático, mar Egeo y mar Levantino), promediándose espacialmente el índice en cada una de ellas.

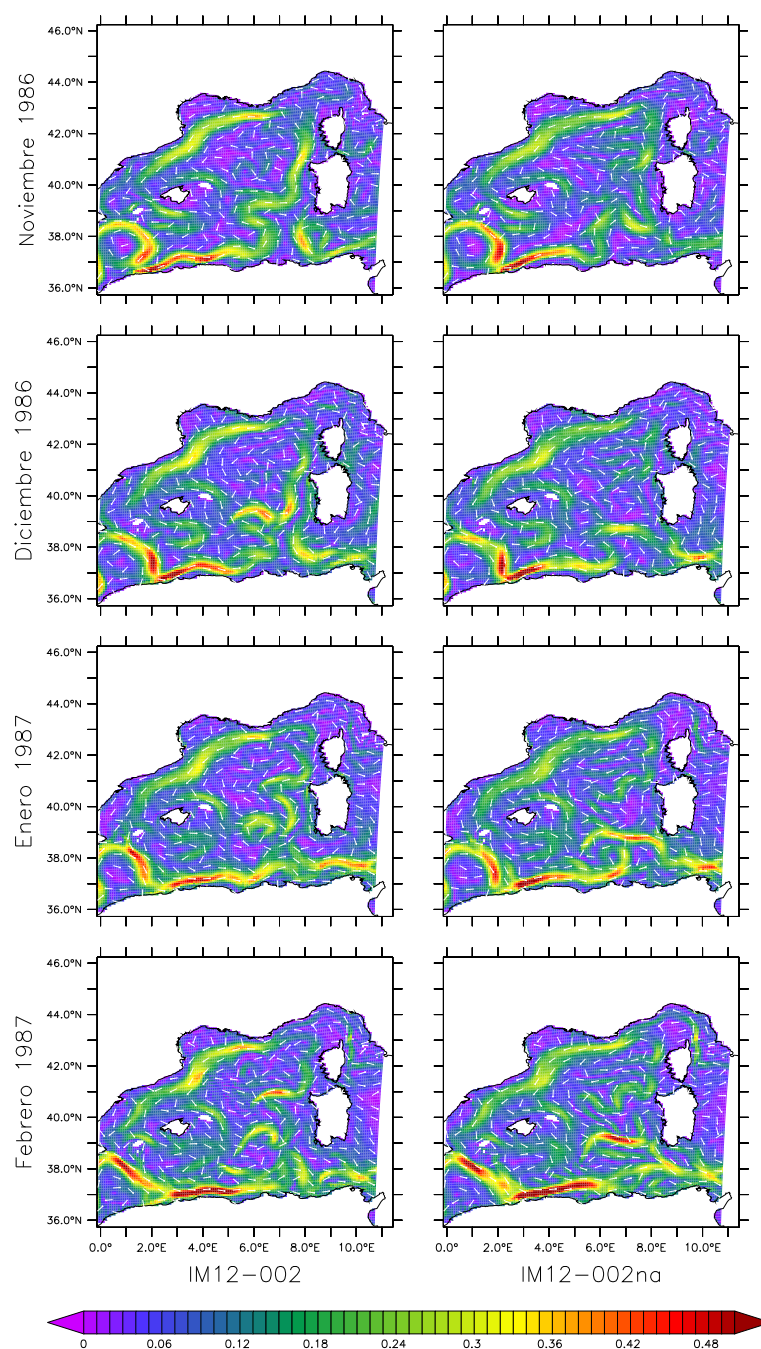


Figura 5.37: Distribución espacial de la corriente superficial obtenida a partir de la simulación de referencia (**IM12-002**, izquierda) y con flujo de agua dulce reducido (**IM12-002na**, derecha) en la región LEON (velocidad en m s^{-1}). Se muestran los resultados mensuales de noviembre 1986 a febrero 1987.

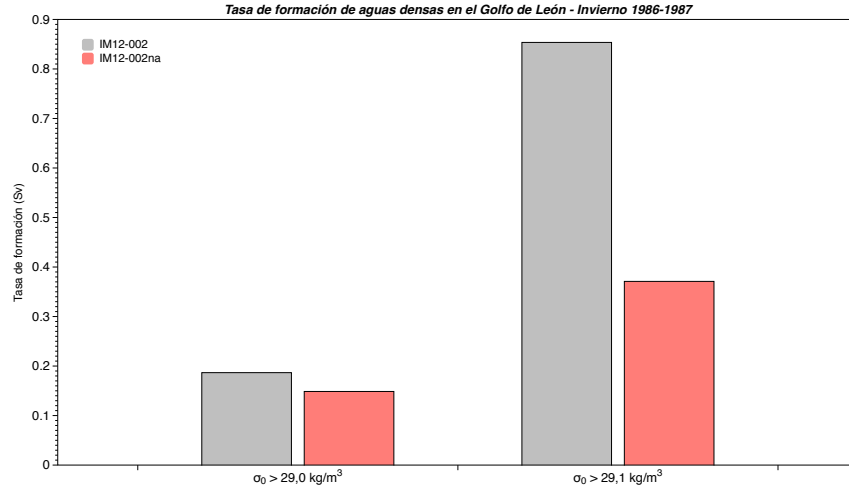


Figura 5.38: Tasas de formación de aguas densas en la región LEON durante el invierno de 1986-1987 (en Sv). Se muestran los resultados obtenidos a partir de las simulaciones de referencia (**IM12-002**) y con flujo de agua dulce reducido (**IM12-002na**) para $\sigma_0 > 29,1 \text{ kg m}^{-3}$ (capa intermedia de 200 a 500 m) y $\sigma_0 > 29,2 \text{ kg m}^{-3}$ (capa profunda de 2000 m hasta el fondo).

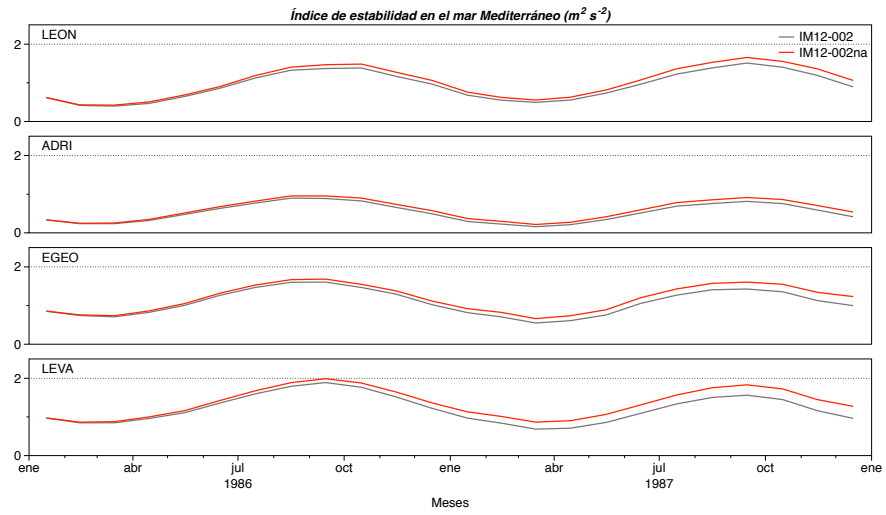


Figura 5.39: Evolución temporal del índice de estratificación (en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) obtenido para las simulaciones con flujo de agua dulce reducido (**IM12-002na**) y de referencia (**IM12-002**), en las regiones LEON (golfo de León), ADRI (mar Adriático), EGEO (mar Egeo) y LEVA (mar Levantino) (periodo 1986-1987).

La Figura 5.39 muestra el índice de estratificación medio computado para las zonas de formación de agua profunda, a partir de los datos de las simulaciones **IM12-002** e **IM12-002na** entre 1986 y 1987. En ella se advierte en primer lugar el comportamiento estacional de la estabilidad de la columna de agua. Como cabe esperar la columna de agua alcanza su máxima estabilidad a finales del verano, cuando la capa superficial acumula la máxima energía procedente de la radiación solar, con el consiguiente calentamiento y menor densidad de sus aguas. En cambio, la columna de agua es menos estable a finales de los meses de invierno, dado el incremento de densidad superficial asociado al enfriamiento y evaporación invernal que favorece el hundimiento de masa de agua a mayores profundidades y la mezcla de toda la columna. Por zonas, las mayores amplitudes del ciclo del IE se producen en el golfo de León y mar Levantino con variaciones anuales en torno a $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, mientras que son menos importantes en el mar Adriático donde su escasa profundidad impide que haya gradientes verticales de densidad tan marcados. Por otro lado, las series exhibidas muestran que forzar el modelo con un menor flujo de agua dulce incrementa el IE en las cuatro regiones estudiadas en comparación con los resultados de la simulación de referencia (Figura 5.39). Se observa asimismo un aumento progresivo del sesgo positivo de **IM12-002na** respecto a **IM12-002** –probablemente por acumulación de agua dulce en las capas superficiales– más evidente en el mar Egeo y mar Levantino, donde la diferencia respecto a los valores de la simulación de referencia asciende a $0,31$ y $0,24 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, respectivamente, siendo un $32,2\%$ y $23,6\%$ superiores a los resultados de **IM12-002**. Estos resultados ponen de manifiesto que las capas superficiales del océano son sensibles a alteraciones del flujo de agua dulce a pesar de que, como se vio en apartados anteriores, su contribución en la pérdida de flotabilidad es menor. Por lo tanto se evidencia que las variaciones en el flujo de agua dulce pueden determinar cambios importantes en la circulación del mar Mediterráneo y que la corrección de los flujos de agua dulce ha de aplicarse con cautela.

5.4 Puntos más relevantes del capítulo

- Se ha realizado una simulación *hindcast* climática mediterránea (julio 1980 - diciembre 1999) por medio del sistema IBMED12 basado en el modelo de océano baroclínico NEMO v3.2, a $1/12^\circ$ de resolución, usando como forzamiento atmosférico los datos HIPOCAS analizados en capítulos anteriores.
- Previamente a la configuración del experimento se comprobó que la aplicación directa de los datos HIPOCAS como forzamiento genera una subestimación del flujo medio de agua dulce y una sobrestimación del flujo de calor. Para minimizar dichos sesgos, que se traducen a largo plazo en derivas de la temperatura y la salinidad, se optó por aplicar ciertas correcciones a los flujos HIPOCAS.
- El *hindcast* generado reproduce de forma realista la distribución espacial de la temperatura superficial. No obstante, en comparación con valores climatológicos, esta simulación muestra cierta sobrestimación de la SST en el extremo occidental del Mediterráneo y en general una subestimación en el resto de la cuenca, mientras que en profundidad presenta un sesgo negativo en temperatura. Sin embargo, todos estos sesgos son sistemáticos y no tienen influencia en la variabilidad temporal de la temperatura, la cual es reproducida correctamente por el *hindcast* en la columna de agua hasta 150 metros de profundidad, en consonancia con los valores climatológicos.
- La salinidad superficial, caracterizada en el mar Mediterráneo por valores crecientes hacia el Este, no presenta grandes diferencias respecto a los valores climatológicos, salvo en las proximidades de los grandes ríos. En la columna de agua, el *hindcast* muestra una variabilidad temporal más atenuada que en las observaciones y presenta un ligero sesgo negativo tanto en la capa superficial como en la intermedia que pasa a ser prácticamente inapreciable en la capa más profunda.
- El sistema de modelado propuesto reproduce correctamente la convección en las principales zonas mediterráneas de ocurrencia de este fenómeno (golfo de León, mar Egeo y mar Levantino), no así en el Adriático, donde la convección simulada está subestimada. En el golfo de León las tasas de formación de agua densa son realistas en magnitud aunque en ocasiones desfasadas en el tiempo, mientras que en el Egeo sí se reproducen correctamente los eventos convectivos principales, entre ellos los atribuidos al episodio EMT entre 1991 y 1993. Se constata asimismo que estos fenómenos se deben sobre todo a la pérdida de flotabilidad de las capas de agua superficiales por enfriamiento y aporte de agua dulce.

- El patrón de corrientes superficiales simulado reproduce correctamente las principales estructuras regionales y mesoescalares del Mediterráneo, situándose las discrepancias más apreciables en la corriente liguroprovenzal-catalana. Los transportes netos de agua y calor computados en el estrecho de Gibraltar presentan valores realistas de $+0,05$ Sv y $+6,45$ W m^{-2} , respectivamente, lo que garantiza la estabilidad del Mediterráneo en términos energéticos y volumétricos durante la simulación.
- La componente baroclina del nivel del mar, fruto del efecto combinado de la dinámica y de las variaciones térmicas del agua, presenta valores máximos en el mar de Alborán y norte de África y mínimos en el golfo de León y mar Levantino, concordantes con las estructuras superficiales de la corriente. Asimismo, las diferencias observadas entre la amplitud del ciclo anual del nivel del mar y la correspondiente al flujo superficial de calor neto ponen de manifiesto que el contenido de calor absorbido por el Mediterráneo parece redistribuirse en la cuenca por medio de procesos advectivos.
- Mediante el sistema de modelado IBMED12 configurado, se ha llevado a cabo un estudio de sensibilidad al flujo de momento. Para ello se realizaron dos simulaciones tests (de 2 años de cobertura temporal: 1986-1987) en las que se ha anulado y triplicado, respectivamente, la tensión del viento en la zona del Mediterráneo noroccidental que abarca al golfo de León. Pese a ser el viento (en su versión regional de Mistral y Tramontana) uno de los factores generadores de la convección en la zona, se ha constatado que la intensificación de los vientos reinantes en la región inhibe la convección al obstaculizar el cierre completo del giro ciclónico que habitualmente actúa como catalizador de la misma, mientras que el cese total del viento favorece la aparición de fenómenos convectivos intensos, cuadruplicándose las tasas de formación de agua densas obtenidas en el primer caso.
- Con el fin de evaluar la sensibilidad a cambios en los flujos de calor, se realizó una simulación test centrada en el periodo de EMT (1990-1993) en la cual se reducía –por medio de la supresión de la corrección aplicada en la simulación *hindcast* de referencia– la magnitud de las pérdidas de calor superficiales del Mediterráneo de la simulación de referencia. Dicha reducción (de 4 W m^{-2}) se traduce en un descenso de casi el 50 % (respecto a la simulación de referencia) en la formación de agua densa en las profundidades del mar Egeo. No obstante, se constata que en esta simulación test el balance energético del Mediterráneo para el periodo temporal de dos años cubierto se equilibra mejor que en el *hindcast*.

- Para analizar la sensibilidad al flujo de agua dulce en el Mediterráneo se ha reducido artificialmente entre 1986 y 1987 el valor de E-P-R respecto al flujo con corrección aplicado en la simulación de referencia. Se aprecia un descenso de casi el 80 % del transporte neto de agua en el estrecho de Gibraltar respecto a los valores del *hindcast*, acompañado de importantes alteraciones en la circulación oceánica superficial de la mitad occidental. Se observa asimismo la ruptura en invierno del giro ciclónico del Mediterráneo noroccidental en su flanco oriental y la reducción a menos de la mitad de la tasa de formación de aguas densas en la zona. Los efectos del cambio en el flujo de agua dulce se extienden además a toda la cuenca al aumentar la estratificación de la columna de agua en todas las zonas de formación de aguas profundas.
- Las simulaciones test ponen de manifiesto que las correcciones empleadas en los flujos de calor y agua dulce favorecen la puesta en marcha de un sistema de corrientes realista en el Mediterráneo, si bien siempre han de aplicarse con cautela, controlando sus efectos para evitar resultados contrarios a los deseados en las simulaciones.

Capítulo 6

Conclusiones

El objeto del trabajo presentado en esta memoria ha sido doble. Por una parte se han analizado los flujos superficiales de momento, agua dulce y calor incluidos en la base de datos atmosféricos regionalizados HIPOCAS, referidos al entorno de la cuenca mediterránea, al tiempo que se han aplicado estos flujos como forzamiento atmosférico de un modelo baroclínico de circulación oceánica del mar Mediterráneo, evaluándose su idoneidad para dicha función.

Inicialmente, se han validado los flujos atmosféricos HIPOCAS por medio de comparaciones con datos observacionales y reanalizados por modelos globales, examinándose sus patrones de variabilidad espacio-temporal así como la cronología de los principales eventos registrados.

- Según se desprende de los resultados mostrados en el capítulo 2, el conjunto de datos de viento HIPOCAS en el Mediterráneo constituye una herramienta útil para llevar a cabo estudios climáticos regionales de largo plazo o como forzamiento atmosférico de modelos oceánicos, especialmente en comparación con otros conjuntos de datos existentes derivados de reanálisis globales (NCEP, ERA40). El empleo de la base de datos a largo plazo HIPOCAS permite solventar los inconvenientes relativos a la subestimación de la velocidad del viento que afecta a dichos datos reanalizados, manteniendo la homogeneidad temporal análogamente a los reanálisis.
- Los resultados muestran que el *downscaling* dinámico realizado por medio del modelo regional para generar los datos de viento de HIPOCAS es más eficiente sobre el mar Mediterráneo que sobre áreas del Atlántico, lo que refuerza la idea de que la cuenca mediterránea es particularmente sensible a las mejoras obtenidas mediante este procedimiento. Los patrones de media y desviación estándar del viento máximo anual muestran también un mejor comportamiento de los datos del *hindcast* regional frente a los procedentes de los reanálisis globales, siendo los

primeros capaces de reproducir características regionales que juegan un papel primordial en la configuración de los regímenes de viento local mediterráneos más importantes (Mistral, Tramontana, Bora, Etesios).

- Por otra parte, se ha verificado que HIPOCAS reproduce de manera realista los eventos de viento extremo. Para ello se ha llevado a cabo un análisis estadístico de extremos de viento, aplicando dos metodologías distintas, que han permitido estimar velocidades de viento para diferentes periodos de retorno, así como evaluar los periodos de retorno asociados a determinados umbrales de velocidad. El primer método, denominado Enfoque Estándar, ha consistido en ajustar a la distribución de probabilidad Gumbel las muestras de máximos anuales de velocidad de 44 años provenientes de HIPOCAS y NCEP existentes en cada punto de malla del dominio. Los resultados resaltan diferencias entre ambas bases de datos, al tiempo que realzan el papel que desempeña la orografía local en la delimitación de zonas de altas velocidades de viento. Se ha comprobado que la distribución espacial de velocidades asociadas a periodos de retorno concretos sigue un patrón gobernado fundamentalmente por áreas de elevada variabilidad temporal, siendo mayor el efecto de los valores anómalos cuanto menor es la muestra empleada.
- Con el objetivo de minimizar el efecto que la variabilidad muestral tiene en las series cortas, se ha aplicado una segunda metodología basada en el análisis de frecuencia regional con L-momentos. Entre otras ventajas, esta técnica permite trabajar con datos de distintos puntos en lugar de únicamente uno, logrando estimar de manera más precisa, es decir, con menor influencia de los valores anómalos, la cola de la distribución de probabilidad. Este método se ha usado para estimar cuantiles de extremos para siete regiones y ha dado como resultado una redistribución geográfica de las áreas de velocidades de viento elevadas objeto de análisis. Los resultados obtenidos muestran que utilizando la base de datos HIPOCAS se pueden identificar correctamente las áreas marítimas caracterizadas por episodios de viento extremos. Dado el papel que juega el viento y la fuerza de arrastre asociada en esas zonas, alterando o induciendo en ciertos casos un determinado patrón de circulación marina, el uso de HIPOCAS asegura una representación realista del régimen de vientos en el mar Mediterráneo, algo fundamental a la hora de simular la circulación marina de esa región.
- El viento contribuye asimismo en la intensificación de los intercambios de calor y agua entre el océano y la atmósfera, lo que puede conllevar cambios en la densidad de la columna de agua. La influencia de estos intercambios puede incrementarse durante los episodios de viento extremo, que suelen estar alejados del régimen medio y concentrados

en periodos de tiempo más cortos. Por ello, HIPOCAS se erige como una base de datos suficientemente fiable para reproducir correctamente los extremos de viento y para estudiar el impacto de dichos episodios extremos transitorios sobre el mar Mediterráneo. En este sentido, en el capítulo 5 se ha llevado a cabo un estudio de sensibilidad del mar Mediterráneo ante variaciones en la intensidad del viento, analizando la influencia ejercida por los vientos extremos en la circulación marina superficial y en fenómenos convectivos de la columna de agua por medio de simulaciones de océano baroclínicas forzadas con distintos flujos de momento en la zona del golfo de León.

En el capítulo 3 se han analizado los campos de precipitación y de evaporación neta (diferencia entre evaporación y precipitación) procedentes de distintas bases de datos en la cuenca mediterránea. Se han validado los datos procedentes del *hindcast* regional HIPOCAS, junto con datos de reanálisis global frente a climatologías derivadas de datos observacionales utilizados como referencia. Los resultados obtenidos en las comparativas permiten poner en contexto los datos HIPOCAS y estimar posibles sesgos existentes en los valores. El conocimiento de estos sesgos puede ser importante a la hora de interpretar determinados resultados o de corregirlos en el análisis en superficie de simulaciones oceánicas. Hasta el momento, de los dos términos que componen el flujo de agua dulce, el mejor documentado es el de precipitación, aunque sobre él siguen pesando numerosas incertidumbres (Gilmore et al., 2004; Biemans et al., 2009). Presenta gran variabilidad temporal y espacial, lo que puede influir en el desarrollo de gradientes regionales de salinidad de las capas superficiales y condicionar localmente la circulación en el Mediterráneo. De este modo, una caracterización regional realista del campo de precipitación sobre el mar se convierte en un requerimiento básico de cualquier base de datos que se emplee como forzamiento de simulaciones oceánicas baroclínicas, destinadas a reproducir los principales patrones de la circulación marina mediterránea. Este hecho implica no sólo que sea importante la búsqueda de realismo en la cantidad total de precipitación simulada en términos de valores promediados en la cuenca, sino también en su distribución regional y en su variabilidad espacio-temporal.

- En términos de precipitación se ha constatado que el *hindcast* regional HIPOCAS reproduce los patrones espaciales de la base de datos observados GPCPv2 de manera más realista que los reanálisis globales ERA40 y, especialmente, NCEP. Sin embargo, se ha observado también que la base de datos observacional GPCPv2 usada como referencia presenta incertidumbres en los valores medios, por lo que los resultados obtenidos en términos de sesgo han de manejarse con cierta cautela.
- Para llevar a cabo las comparaciones de precipitación se ha empleado como resolución espacial común la de 2,5° de los datos satelitales

GPCPv2, con el fin de no alterar esta fuente de datos usada como referencia. Sin embargo, esta decisión conlleva ciertos inconvenientes puesto que implica un inevitable suavizado de los datos que originalmente están distribuidos a mayor resolución espacial, como son los del *hindcast* regional HIPOCAS, con la consiguiente pérdida de información y detalle en los datos. Por ello, se ha analizado también el impacto de la resolución espacial empleada en los análisis y se ha constatado que, como cabía esperar, a mayor resolución mejor se definen las estructuras espaciales resueltas en HIPOCAS.

- Estadísticos tales como el error cuadrático medio y la correlación de valores absolutos y anomalías, así como sus distribuciones espaciales junto con los diagramas de dispersión y los *skillscores*, proporcionan un completo análisis de la actuación de los modelos a la hora de reproducir la precipitación observada. Aunque ERA40 e HIPOCAS subestiman la precipitación observada, presentan mejores correlaciones de anomalías que NCEP y menor dispersión de puntos, lo que facilita su posible corrección. En este contexto, es interesante mencionar el gran parecido existente entre ERA40 e HIPOCAS en términos estadísticos, a pesar de que el *hindcast* regional HIPOCAS se generó a partir de un *downscaling* dinámico de NCEP y no ERA40, posiblemente debido al uso de esquemas de microfísica y cúmulos análogos para crear ambos conjuntos de datos.
- Desde la perspectiva de las simulaciones baroclínicas oceánicas y sus necesidades relativas al forzamiento atmosférico, es imprescindible complementar los datos de precipitación con los de evaporación y escorrentía para conformar el denominado flujo de agua dulce. Frecuentemente, en las simulaciones climáticas de océano se suele utilizar datos fijos climatológicos de descarga de agua dulce de ríos, por lo que el análisis se ha centrado únicamente en la evaporación neta, definida como el balance de la evaporación y precipitación, procedente del *hindcast* atmosférico HIPOCAS y el reanálisis global NCEP usado en la generación de HIPOCAS. Estas bases de datos simulados se validaron frente a los datos de observaciones HOAPS-3.2, pudiéndose de este modo cuantificar el supuesto valor añadido del uso de *hindcasts* frente a reanálisis globales. Los resultados han mostrado que los datos HIPOCAS suponen una mejora con respecto a NCEP. Este *hindcast* reproduce correctamente la variabilidad temporal y cronología de los episodios climáticos, lo que constituye además un valor añadido frente a los datos de reanálisis global atmosférico, algo fundamental para la correcta realización de simulaciones de océano de clima presente. Comparando con los datos de HOAPS-3.2, se han detectado sesgos medios negativos en el mar Mediterráneo por parte de ambos conjuntos de datos simulados, aunque

en el caso de HIPOCAS estas diferencias son menores lo que facilita su corrección previamente a su uso como forzamiento de simulaciones baroclínicas de océano.

Para completar el análisis de los flujos atmosféricos procedentes de la base de datos HIPOCAS, se ha procedido en el capítulo 4 a analizar el flujo de calor neto total en el mar Mediterráneo y las distintas componentes que lo conforman: flujos de calor radiativo (radiación solar y de onda larga) y flujos de calor turbulento (calor sensible y latente).

- En primer lugar se ha descrito el régimen medio de dichos flujos, incidiendo en las diferencias estacionales existentes en los mismos. Los resultados muestran que HIPOCAS presenta una ligera sobrestimación del flujo de calor total en el Mediterráneo atendiendo a valores de la literatura, lo que puede dar lugar a un cierre incompleto del balance energético de la cuenca. No obstante, el sesgo positivo obtenido es limitado y puede corregirse en caso de aplicarse estos flujos en simulaciones climáticas de océano, tal y como se ha expuesto en el capítulo 5.
- Los análisis muestran que los patrones medios y la variabilidad temporal de los distintos flujos de calor analizados difieren entre sí. Asimismo señalan que los flujos de calor sensible y calor latente inciden de forma determinante en el patrón espacial del flujo de calor neto medio y de manera decisiva en la variabilidad temporal del mismo. A diferencia del flujo de radiación solar marcado en general por un gradiente latitudinal y del flujo de onda larga caracterizado por limitadas variaciones espaciales, los flujos de calor sensible y latente exhiben patrones similares entre sí con predominio de valores mínimos –negativos puesto que se refieren a pérdidas de calor por parte del océano– en el entorno del golfo de León, mar Egeo, mar Levantino y en menor medida del mar Adriático.
- Las zonas anteriormente citadas coinciden con las regiones en las que se generan las masas de agua densa que constituyen uno de los “motores” de la circulación termohalina del mar Mediterráneo. Esta coincidencia no es casual, ya que los flujos de calor juegan un papel muy destacado en dicha circulación, en especial los de calor sensible y latente que actúan como mecanismo de disparo de la convección de las masas de agua al alterar las características térmicas de las capas superficiales de la columna de agua y modificar de este modo su densidad. En el presente análisis se ha evidenciado que los distintos flujos de calor HIPOCAS se distribuyen estadísticamente de manera diversa y que presentan acentuadas anomalías temporales entre 1958 y 2001 en el golfo de León, Adriático, Egeo y mar Levantino. Este hecho tiene especial relevancia

en el contexto de la modelización oceánica del mar Mediterráneo, puesto que el uso de estos datos HIPOCAS como forzamiento atmosférico de modelos de océano garantiza una ajustada cronología de los flujos de calor, permitiendo así que las simulaciones oceánicas sean lo más realistas posibles.

- Con el fin de analizar más detalladamente la variabilidad temporal de los flujos de calor en zonas sensibles del Mediterráneo, se ha particularizado el estudio en el caso concreto de los flujos de calor existentes en el mar Egeo durante los inviernos 1991-1993. Durante ese periodo se produjo el EMT que vino marcado por el desplazamiento transitorio del Adriático al Egeo de la fuente de aguas profundas en el Mediterráneo oriental e implicó un cambio en la circulación termohalina del mar Mediterráneo. Los resultados del análisis realizado muestran que los datos diarios HIPOCAS registran pérdidas anómalas de calor durante ese periodo en el mar Egeo, siendo especialmente destacables los valores extremos de los flujos de calor turbulento que contribuyeron mayoritariamente a las anomalías negativas del flujo de calor neto en la zona. La influencia de los flujos de calor sensible y latente en la variabilidad temporal del flujo de calor neto total en el Egeo entre 1991 y 1993 queda de manifiesto al observarse grandes similitudes entre los principales patrones de varianza obtenidos tras aplicarse un análisis de componentes principales.
- Dada la estrecha relación existente entre los flujos de calor anómalos y la formación de aguas profundas en determinadas zonas del Mediterráneo, se ha llevado a cabo un análisis de extremos utilizando la técnica de L-momentos –ya aplicada en el capítulo 2– para determinar los extremos que pueden alcanzarse y que podrían repercutir en alteraciones de la circulación oceánica. Esta metodología ha permitido ajustar estadísticamente los extremos anuales de los flujos de calor HIPOCAS obtenidos de 1958 a 2001 a la función de distribución Generalizada de Valores Extremos. Mediante el mencionado ajuste se han podido estimar los niveles de retorno a 50 y 100 años del flujo de calor neto y sus distintas componentes. Los resultados muestran que, con esos periodos de retorno, las pérdidas anómalas de calor neto más significativas tienen lugar en el golfo de León, mar Levantino, sur del Adriático y mar Egeo, pudiendo llegar en esta última zona a -1300 W m^{-2} , lo que supone en promedio espacial un incremento superior al 2% con respecto a los extremos acontecidos entre 1958 y 2001.
- De acuerdo con los resultados presentados en este capítulo, los flujos de calor HIPOCAS exhiben patrones espaciales bien definidos a escala regional y muestran alta variabilidad temporal con marcados episodios anómalos. Como se muestra en el capítulo 5, estos cambios espacio-

temporales en los flujos de calor resultan determinantes a la hora de simular de manera consistente en escalas climáticas la circulación del mar Mediterráneo y los fenómenos locales asociados a ella.

Una vez analizados los flujos superficiales de momento, agua dulce y calor de la base de datos HIPOCAS, para su uso como forzamiento atmosférico se ha procedido a implementar y ejecutar una simulación baroclínica del Mediterráneo para el periodo 1980-1999. Para ello se ha utilizado el modelo de océano NEMO v3.2, en una configuración adaptada *ad hoc* al mar Mediterráneo denominada IBMED12, a $1/12^\circ$ de resolución horizontal y con 50 niveles en la vertical. Este modelo baroclínico resuelve a nivel mesoescalar el sistema de ecuaciones primitivas que rige la circulación oceánica de la cuenca mediterránea.

- El objetivo principal era realizar una simulación *hindcast* climática de 20 años (julio de 1980 - diciembre de 1999) del mar Mediterráneo que permitiera además evaluar los impactos de los flujos HIPOCAS en la circulación marina de la cuenca. Esta simulación ha partido de condiciones iniciales generadas por un conjunto de simulaciones de *spinup* llevadas a cabo previamente para lograr un estado inicial estable. Junto con los flujos atmosféricos HIPOCAS ya analizados, se han empleado datos de escorrentía de la base de datos RivDis (Vorosmarty et al., 1998) y datos climatológicos Levitus 94 (Levitus y Boyer, 1994) como condiciones de contorno en una franja paralela a la frontera de cierre definida en el océano Atlántico.
- Aunque se había comprobado previamente que los flujos HIPOCAS reproducen adecuadamente la variabilidad temporal y la cronología de los eventos atmosféricos más importantes de las últimas décadas del siglo XX, se ha constatado que su aplicación directa como forzamiento lleva a la subestimación del flujo medio de agua dulce y a una ligera sobrestimación del flujo de calor, sesgos que podrían traducirse a largo plazo en derivas negativas de la salinidad y un desajuste positivo del balance energético del Mediterráneo. Para contrarrestar estas tendencias espurias, se ha optado por corregir de modo apriorístico dichos sesgos en el forzamiento HIPOCAS basándonos en climatologías previas, aumentando en 162 mm año^{-1} ($+0,45 \text{ mm día}^{-1}$) el flujo de agua dulce en todo el dominio simulado y reduciendo en 4 W m^{-2} el flujo total de calor neto en la cuenca.
- El *hindcast* climático generado reproduce de manera realista la distribución espacial de la temperatura superficial, acorde con el patrón real observado, caracterizado por un gradiente latitudinal con valores térmicos crecientes a medida que nos desplazamos hacia el sur del mar Mediterráneo. Comparando con valores observados, la simulación

muestra una sobrestimación de la SST en el extremo occidental del mar Mediterráneo (de hasta 2,4 °C en el mar de Alborán) y subestimación en el resto de la cuenca, donde el sesgo negativa alcanza 1,5 °C en el mar Levantino. No obstante, estos sesgos, relacionados probablemente con anomalías presentes en los flujos HIPOCAS de calor latente y sensible respecto a valores observados, son sistemáticos y no tienen influencia en la variabilidad temporal de la temperatura, reproducida correctamente por el *hindcast* tanto en superficie como en la capa de la columna de agua de 0 a 150 metros. En términos generales, en las capas superficial, intermedia (150 a 600 metros) y profunda (por debajo de 600 metros) de la columna de agua, la temperatura presenta un ligero sesgo negativo respecto a la climatología Ishii, siendo éste más evidente conforme nos acercamos a la superficie.

- El patrón espacial de salinidad superficial mediterránea destaca por la presencia de un gradiente Oeste-Este, localizándose los valores más altos en el mar Levantino entre las costas de Turquía y Egipto, en contraste con las aguas menos salinas de las zonas cercanas a las desembocaduras de los grandes ríos y al mar Negro. En términos espaciales no se aprecian grandes diferencias respecto a la climatología Ishii salvo en las proximidades de las últimas zonas citadas donde la simulación subestima los valores climatológicos. En capas más profundas de la columna de agua, la salinidad del *hindcast* muestra una variabilidad temporal más atenuada que en los datos observados. Asimismo la salinidad presenta en promedio un pequeño sesgo negativo respecto a las observaciones tanto en la capa superficial como en la intermedia, siendo en cambio esta anomalía prácticamente inapreciable en la capa más profunda.
- Durante todo el periodo de la simulación, el *hindcast* reproduce fenómenos convectivos significativos en las zonas del Mediterráneo donde habitualmente se da la formación de agua profunda (golfo de León, mar Egeo y mar Levantino), no así en el mar Adriático, donde la convección simulada se ve claramente subestimada. Los resultados de la simulación muestran tasas realistas de formación de agua densa y profunda entre 1981 y 1988 en el golfo de León, si bien la cronología de los eventos sólo coincide parcialmente con la documentada en la literatura. Por el contrario, la secuencia de fenómenos convectivos es reproducida correctamente en el mar Egeo, particularmente los atribuidos al episodio transitorio EMT acontecido durante los inviernos de 1991 a 1993. En el *hindcast*, las mayores tasas de formación de agua profunda se dan en el mar Levantino, donde el volumen de agua densa se incrementa de forma progresiva a lo largo del periodo simulado. La simulación pone de manifiesto que la convección se debe principalmente a la pérdida de

flotabilidad de las capas de agua más superficiales por enfriamiento y en menor medida por aporte de agua dulce.

- El patrón promedio de corrientes superficiales simulado reproduce correctamente las principales estructuras a escala regional explicadas en la literatura, tales como los grandes giros ciclónicos de las subcuencas occidental y oriental, y mesoescalar como los giros del mar de Alborán y golfo de Sirte o las corrientes de Argelia y el Jónico. Las mayores discrepancias se dan en el entorno del golfo de León, donde la corriente descendente liguero-provenzal-catalana se restringe al norte de la zona y no llega a alcanzar el mar de Alborán. Por otro lado, el *hindcast* simula de manera realista los transportes netos de agua y calor entrantes en la cuenca mediterránea a través del estrecho de Gibraltar, con valores de $+0,05$ Sv y $+6,45$ W m⁻², respectivamente, acordes con los valores citados en la literatura, lo que garantiza cierta estabilidad en términos energéticos y volumétricos del mar Mediterráneo durante la simulación.
- El nivel del mar simulado, fruto del efecto combinado de la dinámica (efecto mecánico) y de las variaciones térmicas del agua (efecto termostérico), presenta una estructura espacial en consonancia con el patrón de corrientes superficiales existente en el Mediterráneo, localizándose los valores máximos en el mar de Alborán y a lo largo de la costa septentrional africana y los mínimos en el golfo de León y mar Levantino. Cabe destacar que la amplitud del ciclo estacional de esta componente baroclina del nivel del mar no se distribuye espacialmente de forma análoga a la amplitud del flujo superficial de calor neto, resultado que pone de manifiesto que el contenido de calor absorbido por el mar Mediterráneo se redistribuye en la cuenca principalmente por medio de fenómenos advectivos.
- Se ha empleado el sistema de modelado IBMED12 configurado para llevar a cabo un estudio de sensibilidad al flujo de momento. Las salidas del *hindcast* climático realizado han sido usadas como simulación de control o referencia, al tiempo que se configuraban y ejecutaban dos simulaciones test en las que se ha anulado y triplicado, respectivamente, la tensión del viento en el Mediterráneo noroccidental. El periodo cubierto por estas simulaciones test es de dos años (1986-1987) y viene marcado por la ocurrencia de importantes episodios convectivos en el golfo de León. Pese a ser el viento uno de los factores generadores de la convección en la zona, al comparar los resultados de estas simulaciones test obtenidos con el *hindcast* usado como referencia, se ha constatado que la intensificación y persistencia del Mistral y la Tramontana impide el cierre completo del giro ciclónico que habitualmente actúa de catalizador de la convección al favorecer el abombamiento de las

isopícnas en profundidad y la desestabilización de la columna de agua, inhibiendo la formación de agua profunda. Por el contrario, el cese total del viento en la zona facilita la aparición de fenómenos convectivos intensos, que se traducen en tasas de formación de agua densa de 1,12 Sv, superiores a los 0,85 Sv del *hindcast* y, especialmente, a los escasos 0,32 Sv logrados al triplicar la tensión del viento.

- Análogamente, se ha evaluado la sensibilidad del sistema simulado a variaciones en los flujos de calor realizando una simulación test en el periodo de EMT (1990-1993), episodio transitorio caracterizado por la aparición de importantes fenómenos convectivos en el mar Egeo. En esta simulación test se ha suprimido la corrección aplicada a los flujos de calor en la simulación *hindcast*, lo que se ha traducido por tanto en una reducción de las pérdidas de calor superficiales en 4 W m^{-2} respecto a los valores de la simulación de referencia. Las consecuencias de esta disminución en magnitud de los flujos de calor son contrapuestas. Por un lado, se constata que en la simulación test el balance energético del Mediterráneo alcanza mayor grado de equilibrio durante el periodo simulado que en el *hindcast*. En cambio, en términos de convección, la aplicación de flujos de calor sin corregir provoca un descenso de casi el 50 % en la formación de agua densa en las profundidades del mar Egeo, pasando de los 0,91 Sv contabilizados en el *hindcast* a únicamente 0,56 Sv.
- Finalmente, para completar el análisis de sensibilidad a variaciones en el forzamiento atmosférico, se ha estudiado por medio de una simulación test (1986-1987) los cambios experimentados en el mar Mediterráneo al aportar $+1,45 \text{ mm día}^{-1}$ de agua dulce sobre todos los puntos de la cuenca. Como consecuencia de esta reducción en la evaporación neta (E-P) de la simulación test –a efectos prácticos significaría anular la corrección aplicada en la simulación *hindcast*– se aprecia un descenso drástico del transporte neto de agua en el estrecho de Gibraltar (inferior en un 79,2 % al obtenido en la simulación *hindcast*), debido fundamentalmente a un menor transporte entrante de agua del Atlántico al Mediterráneo. Este descenso se acompaña de cambios en la circulación superficial del mar Mediterráneo, más importantes en la parte occidental donde los giros en el mar de Alborán y subcuenca noroccidental tienden a atenuarse. En la simulación test, el cierre incompleto del giro ciclónico en esta última zona parece repercutir en la convección en el golfo de León, reduciéndose a menos de la mitad el volumen de agua densa formado en profundidad respecto al *hindcast* (de 0,85 a 0,37 Sv). Las consecuencias del descenso en el flujo de agua dulce se extienden a toda la cuenca e implican un aumento progresivo del índice de estratificación de la columna de agua en las zonas de formación de aguas

profundas.

- De acuerdo con los resultados obtenidos en los tests de sensibilidad se ha comprobado que, si bien las correcciones aplicadas en los flujos de agua dulce y calor como paso previo a su uso como forzamiento atmosférico del *hindcast* regional funcionan adecuadamente para mantener equilibrado el sistema, evitar tendencias espurias y reproducir correctamente la convección, estas mismas correcciones pueden inhibir puntualmente otros fenómenos locales.

Este trabajo demuestra que los flujos HIPOCAS de momento, agua dulce y calor resultan adecuados para su uso como forzamiento atmosférico de modelos oceánicos en el mar Mediterráneo, a pesar de la presencia en ellos de sesgos negativos en el flujo de agua dulce y positivos en el de calor. En este sentido, es importante señalar que se ha verificado igualmente que tanto el mar Mediterráneo como el modelo de circulación empleado en su simulación son especialmente sensibles a los flujos atmosféricos mencionados, dado que variaciones de los mismos inciden de manera notable en la evolución del sistema. No obstante, se ha comprobado también que las derivas ocasionadas por posibles desequilibrios en el forzamiento atmosférico HIPOCAS pueden minimizarse aplicando las correcciones adecuadas a dichos flujos.

En cualquier caso, se pone de manifiesto que aún hay un amplio margen de mejora, bien en la generación de bases de datos de flujos atmosféricos en el Mediterráneo, bien en la modelización oceánica regional centrada en la cuenca mediterránea. Se constata además que la realización de *hindcasts* permite llevar a cabo tareas de validación y ajuste de los citados flujos de manera eficiente, al poder validar los resultados con datos observados. La interacción entre variables atmosféricas y oceánicas analizada en la presente memoria de tesis pone asimismo de relieve la necesidad de una proyección multidisciplinar del trabajo a realizar que permita estudiar de forma combinada y con una perspectiva global los subsistemas atmósfera y océano, y su interfase superficial.

Entre las líneas de trabajo que pueden constituir una continuación del presente estudio figura la aplicación de métodos de corrección más sofisticados a los distintos flujos que componen el forzamiento atmosférico de modelos baroclínicos de océano. Asimismo, se contempla la implementación de nuevos *downscalings* dinámicos atmosféricos como forzamiento del modelo de circulación oceánica empleado. Con todo, en este trabajo se ha pretendido hacer de la simulación oceánica y su validación con observaciones oceanográficas una herramienta útil también para la validación indirecta de los flujos atmosféricos en zonas marítimas. Ello aspira a un mejor conocimiento de estos flujos superficiales océano-atmósfera y a la mejora de la modelización oceanográfica del mar Mediterráneo, factores ambos beneficiosos tanto pa-

ra la realización de estudios de clima presente como para la generación de proyecciones de escenarios de cambio climático.

Apéndice A

Bases de datos

A.1 Datos simulados

A.1.1 *Hindcast* regional atmosférico HIPOCAS

En el marco del proyecto HIPOCAS, Puertos del Estado generó un *hindcast* atmosférico regionalizado de 44 años que cubría toda la cuenca mediterránea (Sotillo, 2003). Esta simulación se realizó aplicando técnicas de *downscaling* dinámico a partir de los datos del reanálisis global NCEP (Kalnay et al., 1996), mediante el empleo del modelo hidrostático de área limitada REMO en su modo climático (Jacob y Podzun, 1997). El modelo REMO es fruto de la colaboración entre diversas instituciones alemanas: el *Deutsches KlimaRechenZentrum (DKRZ)*, el *GKSS-Forschungszentrum (GKSS)*, el *Max-Planck-Institute für Meteorologie (MPI)* y el *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, y se basa en el modelo de predicción *Europa-Model (EM)* de este último organismo. La simulación HIPOCAS para el Mediterráneo se realizó sobre una malla que cubría toda la cuenca mediterránea y el noreste del Atlántico (Figura A.1) aplicando una resolución espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (aproximadamente $50 \times 50 \text{ km}^2$). Merece la pena destacar que la resolución de HIPOCAS mejoraba en un factor de cuatro, tanto en longitud como en latitud, la del reanálisis global de NCEP (caracterizado por una malla T62 equivalente a una resolución horizontal aproximada de 210 km).

Las condiciones iniciales y de contorno del *hindcast* HIPOCAS fueron establecidas imponiendo datos 6-horarios del reanálisis global NCEP/NCAR, para presión, altura geopotencial, temperatura y viento a 10 metros. En la simulación HIPOCAS se usó además una técnica de *nudging* espectral (von Storch et al., 2000) con el fin de imponer los estados atmosféricos de gran escala correctamente reproducidos por el reanálisis global. Esta técnica permite que la solución del modelo no diverja de la solución propuesta por el forzamiento de NCEP, en aquellas escalas para las cuales los datos de reanálisis ofrecen mayores garantías en términos de verosimilitud –la gran

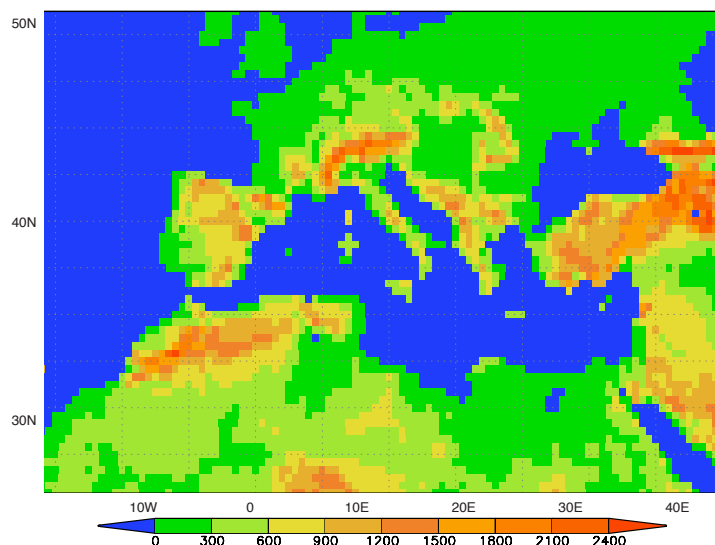


Figura A.1: Orografía de la malla HIPOCAS.

escala-, al tiempo que el modelo es libre de resolver las escalas más pequeñas independientemente de los datos de reanálisis impuestos como forzamiento.

El modelo REMO utiliza las mismas parametrizaciones físicas que el modelo climático global ECHAM4 desarrollado por el MPI (Roeckner et al., 1996). Para la generación de HIPOCAS se aplicaron dos parametrizaciones de nubes distintas que influyen directamente sobre la precipitación pronosticada. Para cuantificar el contenido de agua de las nubes estratiformes se utilizó un esquema basado en la parametrización de Sundqvist (Sundqvist, 1978), mientras que se parametrizó la convección de cúmulos con un esquema de flujo de masa (Tiedtke, 1989) aplicando modificaciones según Nordeng (1994). En cuanto a los factores que afectan directamente al viento, se usó como parámetro de rugosidad superficial el parámetro de Charnock (Charnock, 1955) empleado por el MPI.

Sotillo (2003) demostró que el *downscaling* realizado para la generación de los datos HIPOCAS supuso una mejora sustancial en comparación con los campos de reanálisis global de NCEP/NCAR usados como forzamiento en la integración atmosférica de HIPOCAS. En este mismo trabajo también se presentó un estudio de validación del viento de HIPOCAS realizado por medio de una exhaustiva comparación de los campos regionalizados con medidas de teledetección e *in situ*. Dicho estudio de validación de HIPOCAS se centró en comprobar el realismo de HIPOCAS sobre zonas marítimas y en evaluar las diferencias frente a otros conjuntos de datos existentes. Con este objetivo, se compararon distintas variables atmosféricas HIPOCAS (principalmente presión media a nivel del mar, temperatura a 2 metros y viento

a 10 metros) sobre aguas abiertas con medidas de teledetección y observaciones *in situ* procedentes de boyas fondeadas. En cuanto a la precipitación, distintos estudios centrados únicamente en la península ibérica evaluaron el grado de precisión de HIPOCAS a la hora de reproducir la variabilidad temporal y espacial de la precipitación observada, mostrando que HIPOCAS mejora significativamente los resultados de los reanálisis globales de NCEP y ERA40 (Sotillo et al., 2006; Valero et al., 2008). Finalmente, Ratsimandresy et al. (2008) mostró que los datos HIPOCAS son capaces de reproducir con una aceptable precisión tanto el estado atmosférico como el patrón climático del oleaje y la componente barotrópica del nivel del mar del Mediterráneo.

Las variables de pronóstico establecidas en el modelo REMO son la presión superficial del aire, las componentes horizontales del viento, la temperatura, la humedad específica y el contenido en agua de la nubes, estando dichas variables disponibles a $1/2^\circ$ de resolución.

A.1.2 Reanálisis global atmosférico NCEP

El reanálisis global NCEP ha sido generado por el *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* y el *National Center for Atmospheric Research (NCAR)* (Kalnay et al., 1996). Los datos del reanálisis de NCEP cubren el periodo de 1957 a 2001 y se obtuvieron mediante una simulación llevada a cabo con un modelo atmosférico global a una resolución espectral T62 –equivalente a una resolución horizontal de 210 km– con 28 niveles verticales (Figura A.2). En la simulación se aplicó una técnica de asimilación de observaciones meteorológicas procedentes de datos globales de radiosondeo, datos marinos superficiales del *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)*, datos de aeronaves, datos sinópticos de superficie terrestre, datos radiativos y datos satelitales de precipitación y viento. Los datos usados en este trabajo han sido extraídos de la página web del *Earth System Research Laboratory* de la NOAA (<http://www.cdc.noaa.gov>) en forma de medias mensuales a la mencionada resolución espectral de T62.

A.1.3 Reanálisis global atmosférico ERA40

ERA40 es un reanálisis global de 44 años (1958-2001) generado por el ECMWF (Uppala et al., 2005) mediante un modelo de predicción meteorológica global al que se le aplicó un esquema de asimilación variacional tridimensional. Este modelo viene definido por una resolución horizontal espectral con truncamiento a T159 (Figura A.3) y 60 niveles verticales y se caracteriza por un método de advección semilagrangiano. Los datos empleados en el presente trabajo tienen una resolución horizontal de $0,5^\circ$.

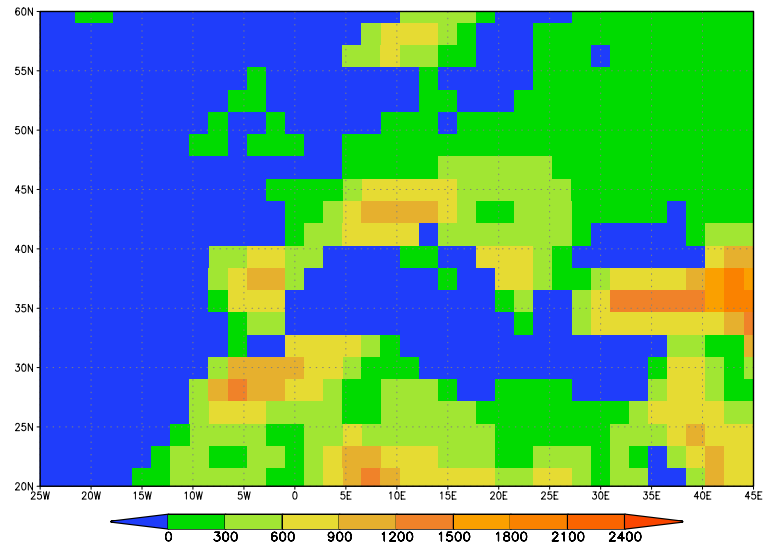


Figura A.2: Orografía del reanálisis global NCEP para la zona HIPOCAS.

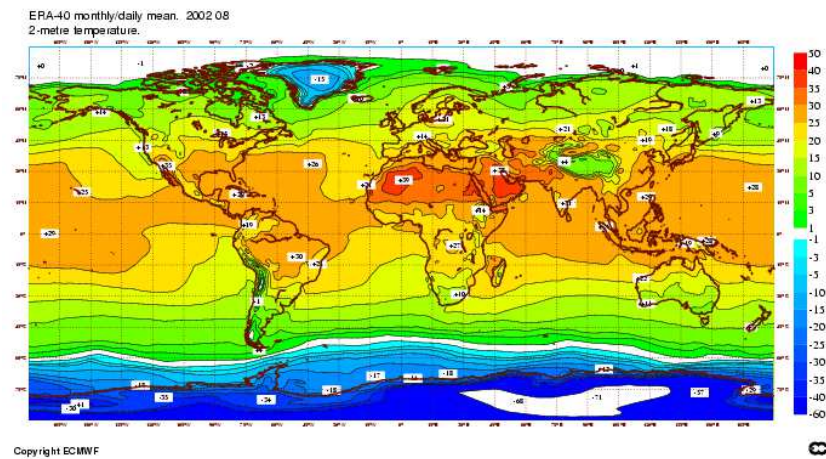


Figura A.3: ERA40 - Temperatura a 2 metros.

A.1.4 *Hindcast* global oceánico ORCA-R025 G70

La base de datos ORCA-R025 G70 fue generada a partir de un *hindcast* global oceánico realizado por el grupo DRAKKAR (Barnier et al., 2006) cubriendo el periodo 1958-2004. Fue llevado a cabo forzando el modelo de océano NEMO (Madec, 2008a), a $1/4^\circ$ de resolución horizontal y con 46 niveles verticales, con datos 6-horarios de viento, temperatura y humedad relativa del aire proporcionados por el reanálisis atmosférico ERA40 (Uppala et al., 2005) del ECMWF, y flujos radiativos y precipitación mensual basados en productos *Coordinated Ocean-Ice Reference Experiments (CORE)*. Para la descarga de los principales ríos se emplearon datos climatológicos estacionales. La batimetría está basada en los datos batimétricos de 2 minutos de resolución de ETOPO2 del *National Geophysical Data Center (NGDC)*. Como condiciones iniciales de temperatura y salinidad, se usaron datos del *World Ocean Atlas* del *National Oceanographic Data Center (NODC)* para latitudes medias y bajas y de la climatología MEDATLAS para el mar Mediterráneo. Se relajó la salinidad superficial a valores climatológicos con un tiempo de relajación de 60 días para los dos primeros niveles verticales. Cabe destacar asimismo que no se realizó simulación de *spinup* para esta simulación.

A.2 Datos observacionales

A.2.1 Precipitación: GPCP versión 2

La base de datos de precipitación mensual del *Global Precipitation Climatology Project version 2 (GPCPv2)* (Adler et al., 2003) ha sido generada a partir de datos observacionales derivados de teledetección satelital. Aunque presenta algoritmos y metodologías de análisis diferentes, esta versión de la base de datos del GPCP es similar a la primera que consistía en datos mensuales disponibles desde la actualidad hasta enero de 1986 y una posterior extensión a enero de 1979. Análogamente a la primera versión, este nuevo producto mensual GPCPv2 emplea estimaciones de infrarrojo geosíncronas, estimaciones de sensores de microondas de órbita baja e información de pluviómetros. Agrupa los datos de precipitación disponibles a partir de estas fuentes y elimina los sesgos generando un producto compuesto. Las estimaciones de los sensores de microondas se obtienen a partir de los datos del *Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)* de los satélites del *Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)* de Estados Unidos, que describen órbitas bajas sincronizadas con el Sol. Las estimaciones de precipitación infrarrojas (IR) están basadas en datos de satélites geoestacionarios operados por los Estados Unidos, Europa y Japón así como de satélites de órbita polar. Otras estimaciones adicionales se basan en medidas de radiación de onda larga y del *Operational Vertical Sounder (TOVS)* del satélite *Television and*

Infrared Observation Satellite (TIROS). Los datos pluviométricos, generados por el Centro de Climatología de Precipitación Global (*Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)*) del servicio meteorológico alemán, son agrupados y se les aplica un control de calidad para su posterior inclusión en análisis sobre zonas de tierra (Adler et al., 2003). Para extender los datos al intervalo entre enero de 1979 y diciembre de 1985, periodo en el que no existían estimaciones basadas en microondas, se usaron datos de pluviómetros del *Climate Assessment and Monitoring System (CAMS)* producidos por el (*NCEP*) y la *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, y del *Global Historical Climate Network (GHCN)*, generados por el *National Climate Data Center (NCDC)* de la NOAA, siendo, en este caso, las técnicas de combinación distintas de las aplicadas para el periodo de 1987 a la actualidad. Los datos se presentan en una malla regular longitud-latitud de $2,5^\circ$ de resolución que cubre todo el globo, si bien en este trabajo se ha restringido el dominio a un área que cubre la mayoría de las zonas marítimas mediterráneas y las zonas limítrofes.

A.2.2 Evaporación neta (E-P): HOAPS v3.2

Los datos de observaciones de evaporación neta (Evaporación - Precipitación) empleados en el presente trabajo proceden de la versión 3.2 de los datos climatológicos *Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data (HOAPS)* (Karsten et al., 2012). Se trata de una climatología generada únicamente a partir de observaciones de satélite. En concreto, las variables de precipitación y evaporación se derivan de los datos registrados por radiómetros pasivos de microondas *Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)* y *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)*. En la versión 3 se han utilizado además como novedades el reproceso e integración de la versión 5 de la base de datos de temperatura superficial del mar *Pathfinder* de la NOAA y un algoritmo de precipitación basado en redes neuronales que conlleva una mejora sustancial en el balance de agua dulce (Andersson et al., 2010). Los datos empleados en el presente trabajo cubren, en una malla a $0,5^\circ$ de resolución espacial, únicamente las zonas marítimas del Mediterráneo a excepción de los mares Adriático y Egeo. La base de datos *Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data (HOAPS)* abarca el periodo que va de julio de 1987 a 2008 y no tiene en cuenta en el cómputo de la evaporación neta (E-P) las precipitaciones de intensidad inferior a $0,1 \text{ mm día}^{-1}$.

A.2.3 Temperatura y salinidad: MEDAR/MEDATLAS II

El proyecto MEDAR/MEDATLAS II (Barnier et al., 2006) ha permitido recopilar datos *in situ* históricos del Mediterráneo y mar Negro, gracias a la colaboración establecida entre los países ribereños de las zonas marítimas

mencionadas. A partir de los citados datos *in situ* se han generado climatologías reticulares tridimensionales de variables tales como temperatura, salinidad, oxígeno, nitrato, nitrito, amoníaco, nitrógeno, fosfato, fósforo, silicato, H₂S, pH, alcalinidad y clorofila, por medio de un modelo inverso variacional (Rixen et al., 2000). En concreto, en el presente trabajo se han empleado los datos climatológicos de temperatura y salinidad como condiciones iniciales en las simulaciones de la circulación baroclínica mediterránea realizadas.

A.2.4 Temperatura y salinidad: Levitus 94

En este trabajo, las condiciones de contorno aplicadas a las simulaciones baroclínicas de océano en la frontera atlántica del dominio IBMED12 proceden de la climatología global Levitus 94 (Boyer y Levitus, 1994). Esta climatología ha sido generada por el *National Oceanographic Data Center* (NODC) de la NASA en el marco de los proyectos *National Oceanographic Data Archaeology and Rescue* (NODAR) y *Global Oceanographic Data Archaeology and Rescue* (GODAR) a partir de datos observacionales recopilados entre 1900 y 1992. Las observaciones empleadas han sido registradas mediante diversos tipos de instrumentos: estaciones hidrográficas de medición de temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes, sondas *Conductivity/Temperature/Depth* (CTD) y *Salinity/Temperature/Depth* (STD), batitermógrafos mecánicos *Mechanical BathyThermograph* (MBT), no recuperables *EXpendable BathyThermograph* (XBT) y digitales *Digital BathyThermograph* (DBT). Los datos anteriores a 1940 provienen únicamente de las estaciones hidrográficas (Figura A.4).

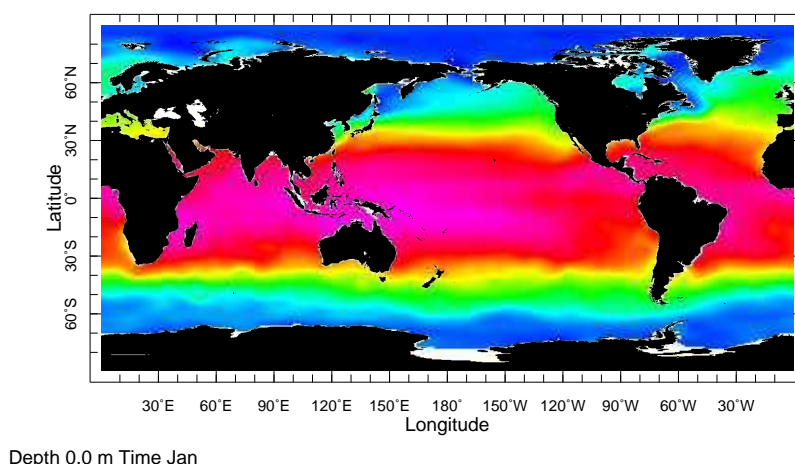


Figura A.4: Levitus 94 - Temperatura superficial del mar

A.2.5 Temperatura y salinidad: Ishii

La base de datos Ishii (Ishii et al., 2006) se ha generado por medio de un análisis que parte de los datos observacionales de temperatura y salinidad recopilados en el *World Ocean Atlas 2001 (WOA01)* por el NODC a 1° de resolución y de los datos de salinidad superficial proporcionados por el *Institut de Recherche pour le Développement (IRD)* de Francia. El análisis se ha llevado a cabo aplicando minimización variacional 3DVAR a una reconstrucción con funciones ortogonales empíricas (EOF) computadas a partir de las medias mensuales de un análisis de temperatura y salinidad superficial del mar diarias.

Siglas

ACP Análisis de Componentes Principales.

AEMET Agencia Estatal de Meteorología.

AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer.

AW Atlantic Water.

BIA Bias Score.

CAMS Climate Assessment and Monitoring System.

CDW Cretan Deep Water.

CNES Centre National d'Études Spatiales.

COADS Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set.

CP Componentes Principales.

CRU Climate Research Unit.

CTD Conductivity/Temperature/Depth.

DBT Digital BathyThermographer.

DKRZ Deutsches KlimaRechenZentrum.

DMSP Defense Meteorological Satellite Program.

DWD Deutscher Wetterdienst.

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

EMDW Eastern Mediterranean Deep Water.

EMT Eastern Mediterranean Transient.

EOF Empirical Orthogonal Function.

ETS Equitable Threat Score.

FAR False Alarm Rate.

GHCN Global Historical Climate Network.

GKSS GKSS-Forschungszentrum.

GODAR Global Oceanographic Data Archaeology and Rescue.

GPCC Global Precipitation Climatology Centre.

GPCP Global Precipitation Climatology Project.

GPCPv2 Global Precipitation Climatology Project version 2.

GVE distribución Generalizada de Valores Extremos.

HIPOCAS HIndcast of dynamics Process of the Ocean and Coastal AreaS
of Europe.

HOAPS Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data.

IE índice de estratificación vertical.

IMEDEA Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados.

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change.

IRD Institut de Recherche pour le Développement.

LDW Levantine Deep Water.

LEON golfo de León.

LEVA mar Levantino.

LIW Levantine Intermediate Water.

MBT Mechanical BathyThermographer.

MOW Mediterranean Outflow Water.

MPI Max-Planck-Institute für Meteorologie.

NAO North Atlantic Oscillation.

NASA National Aeronautics and Space Administration.

NCAR National Center for Atmospheric Research.

NCDC National Climate Data Center.

NCEP National Centers for Environmental Prediction.

NCMR National Centre for Marine Research.

NEMO Nucleus for European Modelling of the Ocean.

NGDC National Geophysical Data Center.

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration.

NODAR National Oceanographic Data Archaeology and Rescue.

NODC National Oceanographic Data Center.

OPA Ocean PArallel.

PdE Puertos del Estado.

RMSE Root Mean Square Error.

SMOS Soil Moisture and Ocean Salinity.

SSM/I Special Sensor Microwave Imager.

SST Sea Surface Temperature.

STD Salinity/Temperature/Depth.

TIROS Television and Infrared Observation Satellite.

TOVS Operational Vertical Sounder.

WMA Wavelet Multiresolution Analysis.

WMDW Western Mediterranean Deep Water.

XBT EXpendable BathyThermograph.

Bibliografía

*Y así, del mucho leer y del poco dormir,
se le secó el cerebro de manera que vino
a perder el juicio.*

Miguel de Cervantes Saavedra

- ADAMOWSKI, K. Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and L-moment methods. *J. Hydrol.*, vol. 229(3-4), páginas 219–231, 2000.
- ADLER, R. F., HUFFMAN, G. J., CHANG, A., FERRARO, R., XIE, P., JANOWIAK, J., RUDOLF, B., SCHNEIDER, U., CURTIS, S., BOLVIN, D. T., GRUBER, A., SUSSKIND, J., ARKIN, P. y NELKIN, E. J. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *J. Hydrometeor.*, páginas 1147–1167, 2003.
- ALBOUY, C., GUILHAUMON, F., LEPRIEUR, F., LASRAM, F. B. R., SOMOT, S., AZNAR, R., VELEZ, L., LE LOC'H, F. y MOUILLOT, D. Projected climate change and the changing biogeography of coastal Mediterranean fishes. *J. Biogeogr.*, vol. 40(3), páginas 534–547, 2013.
- ÁLVAREZ FANJUL, E., ALFONSO, M., RUIZ, M. I., LÓPEZ, J. D. y RODRÍGUEZ, I. Real time monitoring of Spanish coastal waters: The deep water network. *Elsevier Oceanogr. Ser.*, vol. 69, páginas 398–402, 2003.
- ANDERSSON, A., FENNIG, K., KLEPP, C.-P., BAKAN, S., GRASSL, H. y SCHULZ, J. The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data - HOAPS-3. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, vol. 3, páginas 143–194, 2010.
- ARAKAWA, A. y LAMB, V. R. *Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model*. Methods in computational physics, 1977.
- AZNAR, R., SOTILLO, M. G., MARTÍN, M. L., SOMOT, S. y VALERO, F. Comparison of model and satellite-derived long-term precipitation data-

- bases over the Mediterranean basin: A general overview. *Atmos. Res.*, vol. 97, páginas 170–184, 2010.
- BARNETT, T. P. y PREISENDORFER, R. Origins and Levels of Monthly and Seasonal Forecast Skill for United States Surface Air Temperatures Determined by Canonical Correlation Analysis. *Mon. Weather Rev.*, vol. 115(9), páginas 1825–1850, 1987.
- BARNIER, B., MADEC, G., PENDUFF, T., MOLINES, J.-M., TRÉGUIER, A.-M., LE SOMMER, J., BECKMANN, A., BIASTOCH, A., BÖNING, C. y DENG, J. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynam.*, vol. 56(5), páginas 543–567, 2006.
- BARNIER, B., SIEFRIDT, L. y MARCHESIello, P. Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *J. Mar. Syst.*, vol. 6(4), páginas 363–380, 1995.
- BÉRANGER, K., MORTIER, L. y CRÉPON, M. Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.*, páginas 341–364, 2005.
- BETHOUX, J. P. Budgets of the Mediterranean Sea - Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanol. Acta*, vol. 2, páginas 157–163, 1979.
- BETHOUX, J. P., GENTILI, B., MORIN, P., NICOLAS, E., PIERRE, C. y RUIZ-PINO, D. The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, vol. 44(1-3), páginas 131–146, 1999.
- BEUVIER, J., SEVAULT, F., HERRMANN, M. J., KONTOYIANNIS, H., LUDWIG, W., RIXEN, M., STANEV, E., BÉRANGER, K. y SOMOT, S. Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961-2000: Focus on the Eastern Mediterranean Transient. *J. Geophys. Res.*, vol. 115(C08017), 2010.
- BEUVIER, J., SEVAULT, F. y SOMOT, S. Modélisation de la variabilité interannuelle de la mer Méditerranée sur la période 1960-2000 à l'aide de NEMOMED8. Informe técnico, 2008.
- BIEMANS, H., HUTJES, R., KABAT, P., STRENGERS, B. J., GERTEN, D. y ROST, S. Effects of precipitation uncertainty on discharge calculations for main river basins. *J. Hydrometeor.*, vol. 10, páginas 1011–1025, 2009.

- BLADÉ, I., CACHO, I., CASTRO-DÍEZ, Y., GOMIS, D., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MIGUEZ-MACHO, G., PÉREZ, F. F., RODRÍGUEZ-FONSECA, B., PUEBLA-RODRÍGUEZ, C., SÁNCHEZ, E., SOTILLO, M. G., VALERO-GARCÉS, B. y VARGAS-YÁÑEZ, M. *Clima en España: Pasado, presente y futuro. Informe de evaluación del cambio climático regional*. 2010.
- BLANKE, B. y DELECLUSE, P. Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Circulation Model with Two Different Mixed-Layer Physics. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 23(7), páginas 1363–1388, 1993.
- BOUKTHIR, M. y BARNIER, B. Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *J. Mar. Syst.*, vol. 24, páginas 343–354, 2000.
- BOYER, T. P. y LEVITUS, S. Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data. Informe Técnico NESDIS 81, 1994.
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M., MONTI, F. y NANNI, T. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series. *Int. J. Climatol.*, vol. 26, páginas 345–381, 2006.
- BRYDEN, H., CANDELA, J. y KINDER, T. Exchange Through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, vol. 33(3), páginas 201–248, 1994.
- BRYDEN, H. y KINDER, T. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res. I*, vol. 38(1), páginas S445–S463, 1991.
- CASTELLARI, S., PINARDI, N. y LEAMAN, K. A model study of air–sea interactions in the Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, vol. 18(1-3), páginas 89–114, 1998.
- CASTELLARI, S., PINARDI, N. y LEAMAN, K. Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea: Influence of the time frequency of the atmospheric forcing. *J. Geophys. Res.*, vol. 105(C10), páginas 24157–24181, 2000.
- CAYAN, D. R. Latent and Sensible Heat Flux Anomalies over the Northern Oceans: Driving the Sea Surface Temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 22, páginas 859–881, 1992.
- CHARNOCK, H. Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 81(350), páginas 639–640, 1955.
- DEMARCO, H. y FAURE, V. Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite SST. Application to *Octopus vulgaris* recruitment. *Oceanol. Acta*, vol. 23(4), páginas 391–408, 2000.

- DEMIROV, E. K. y PINARDI, N. On the relationship between the water mass pathways and eddy variability in the Western Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, vol. 112(C2), páginas 1–21, 2007.
- EKMAN, V. W. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Arkiv. Mat. Astr., Fys.*, vol. 2(11), páginas 1–52, 1905.
- FINK, A. H., BRACHER, T., KREGER, A., LECKEBUSCH, G. C., PINTO, J. G. y ULBRICH, U. The 2003 European summer heatwaves and drought ? synoptic diagnosis and impacts. *Weather*, vol. 59(8), páginas 209–216, 2004.
- FONT, J., LAGERLOEF, G. S., LEVINE, D. M., CAMPS, A. y ZANIFE, O.-Z. The determination of surface salinity with the European SMOS space mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 42(10), páginas 2196–2205, 2004.
- GAMAGE, N. y BLUMEN, W. Comparative analysis of low-level cold fronts: Wavelet, Fourier, and empirical orthogonal function decomposition. *Mon. Weather Rev.*, vol. 121, páginas 2867–2878, 1993.
- GAO, W. y LI, B. Wavelet analysis of coherent structures at the atmosphere-forest interface. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 32, páginas 1717–1725, 1993.
- GARCÍA-BUSTAMANTE, E., GONZÁLEZ-ROUCO, J. F., NAVARRO, J., XOPLAKI, E., JIMÉNEZ, P. A. y MONTÁVEZ, J. P. North Atlantic atmospheric circulation and surface wind in the Northeast of the Iberian Peninsula: uncertainty and long term downscaled variability. *Clim. Dyn.*, vol. 38, páginas 141–160, 2012.
- GARCÍA LAFUENTE, J., ROMAN, A. S., DEL RIO, G. D., SANNINO, G. y GARRIDO, J. C. S. Recent observations of seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, vol. 112(C10005), 2007.
- GERTMANN, I. F., OVCHINNIKOV, I. M. y POPV, Y. I. Deep convection in the eastern basin of the Mediterranean Sea. *Oceanology*, vol. 34(1), páginas 19–25, 1994.
- GILMORE, M. S., STRAKA, J. M. y RASMUSSEN, E. N. Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. *Mon. Weather Rev.*, vol. 132, páginas 2610–2627, 2004.
- GIORGI, F., BRODEUR, C. S. y BATES, G. T. Regional Climate Change Scenarios over the United States Produced with a Nested Regional Climate Model. *J. Clim.*, páginas 375–399, 1994.

- GROSSMANN, A. y MORLET, J. Decomposition of Hardy Functions into Square Integrable Wavelets of Constant Shape. *SIAM J. Math. Anal.*, vol. 15(4), páginas 723–736, 1984.
- GUMBEL, E. J. *Statistical theory of extreme values and some practical applications : a series of lectures*. 1954.
- HAMILL, T. Hypothesis tests for evaluating numerical precipitation forecasts. *Wea. Forecasting*, vol. 14, páginas 155–167, 1999.
- HANSSEN, A. W. y KUIPERS, W. J. A. *On the relationship between the frequency of rain and various meteorological parameters*. s-Gravenhage, 1965.
- HERRMANN, M. J., SEVAULT, F., BEUVIER, J. y SOMOT, S. What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *J. Geophys. Res.*, vol. 115(C12051), 2010.
- HERRMANN, M. J. y SOMOT, S. Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35(4), páginas 1–5, 2008.
- HERRMANN, M. J., SOMOT, S., SEVAULT, F., ESTOURNEL, C. y DÉQUÉ, M. Modeling the deep convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model: Case study of winter 1986–1987. *J. Geophys. Res.*, vol. 113(C04011), 2008.
- HEWITT, C. The ENSEMBLES Project. Informe técnico, 2005.
- HEWITT, C. D. Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts. *Eos Trans. AGU*, vol. 85(52), página 566, 2004.
- HOSKING, J. R. M. y WALLIS, J. R. *Regional frequency analysis*. An approach based on L-moments. Cambridge Univ Pr, 2005. ISBN 9780521019408.
- IOC, IHO y BODC. Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans. 2003.
- ISHII, M., KIMOTO, M., SAKAMOTO, K. y IWASAKI, S. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, vol. 62, páginas 155–170, 2006.
- JACOB, D. y PODZUN, R. Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, vol. 63, páginas 119–129, 1997.

- JANSA, A., MONSERRAT, S. y GOMIS, D. The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella (Menorca), a meteorological tsunami. *Adv. Geosci.*, vol. 12(12), páginas 1–4, 2007.
- JOLLIFFE, I. T. *Principal component analysis*. Springer Verlag, 2002. ISBN 9780387954424.
- JORDÀ, G. y GOMIS, D. On the interpretation of the steric and mass components of sea level variability: The case of the Mediterranean basin. *J. Geophys. Res.*, vol. 118(2), páginas 1–11, 2013.
- JOSEY, S. A. Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(C7), 2003.
- JOSEY, S. A., KENT, E. C. y TAYLOR, P. The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas. dss.ucar.edu, 1998.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R. y COLLINS, W. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 77(3), páginas 437–471, 1996.
- KARSTEN, F., ANDERSSON, A., BAKAN, S., KLEPP, C.-P. y SCHRÖDER, M. Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data - HOAPS 3.2 - Monthly Means / 6-Hourly Composites. Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF), 2012.
- KLEIN, B., ROETHER, W., MANCA, B. y BREGANT, D. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Res. I*, vol. 46, páginas 371–414, 1999.
- KORRES, G. y LASCARATOS, A. A one-way nested eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins: implementation and climatological runs. *Ann. Geophysicae*, vol. 21(1), páginas 205–220, 2003.
- KYTE, E. A., QUARTLY, G. D., SROKOSZ, M. A. y TSIMPLIS, M. N. Interannual variations in precipitation: The effect of the North Atlantic and Southern oscillations as seen in a satellite precipitation data set and in models. *J. Geophys. Res.*, vol. 111(D24113), 2006.
- LASCARATOS, A. y NITTIS, K. A high-resolution three-dimensional numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea. *J. Geophys. Res.*, vol. 103(C9), páginas 18497–18511, 1998.
- LASCARATOS, A., ROETHER, W., NITTIS, K. y KLEIN, B. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. Oceanogr.*, vol. 44, páginas 5–36, 1999.

- LASCARATOS, A., WILLIAMS, R. y TRAGOU, E. A mixed-layer study of the formation of Levantine Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, vol. 98(C8), páginas 14739–14749, 1993.
- LEAMAN, K. D. y SCHOTT, F. A. Hydrographic Structure of the Convection Regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 21, páginas 575–598, 1991.
- LEBEAUPIN, C., DUCROCQ, V. y GIORDANI, H. Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.*, vol. 111(D12110), 2006.
- LEBEAUPIN BROSSIER, C., BÉRANGER, K., DELTEL, C. y DROBINSKI, P. The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Model.*, vol. 36, páginas 1–25, 2011.
- LEVITUS, S. y BOYER, T. P. Levitus: World Ocean Atlas 1994, vol. 4, Temperature, 129 pp - Google Scholar. Informe técnico, Washington DC, 1994.
- MACDONALD, A. M., CANDELA, J. y BRYDEN, H. An Estimate of the Net Heat Transport Through the Strait of Gibraltar. *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea, Coastal Estuarine Stud.*, vol. 46, páginas 13–32, 1994.
- MADEC, G. NEMO ocean engine v2.3. Informe técnico, Laboratoire d’Océanographie DYnamique et de Climatologie, 2008a.
- MADEC, G. NEMO ocean engine v3.2. Informe técnico, Laboratoire d’Océanographie DYnamique et de Climatologie, 2008b.
- MADEC, G., DELECLUSE, P., IMBARD, M. y LÉVY, C. *OPA 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual*. Laboratoire d’Océanographie DYnamique et de Climatologie, 1999.
- MAHERAS, P. A factorial analysis of Mediterranean precipitation. *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, vol. 36, páginas 1–14, 1985.
- MAHERAS, P. Changes in precipitation conditions in the western Mediterranean over the last century. *Int. J. Climatol.*, vol. 8(2), páginas 179–189, 1988.
- MALLAT, S. *A wavelet tour of signal processing*. Academic Press, New York, 1998.
- MANTZIAFOU, A. y LASCARATOS, A. An eddy resolving numerical study of the general circulation and deep-water formation in the Adriatic Sea. *Deep-Sea Res. I*, vol. 51, páginas 921–952, 2004.

- MANTZIAFOU, A. y LASCARATOS, A. Deep-water formation in the Adriatic Sea: Interannual simulations for the years 1979–1999. *Deep-Sea Res. I*, vol. 55, páginas 1403–1427, 2008.
- MARIOTTI, A., STRUGLIA, M., ZENG, N. y LAU, K. The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea. *J. Clim.*, vol. 15, páginas 1674–1690, 2002.
- MARSHALL, J. y SCHOTT, F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Rev. Geophys.*, vol. 37, páginas 1–64, 1999.
- MARTÍN, M. L., SANTOS-MUÑOZ, D., MORATA, A. y LUNA, Y. An objectively selected case study of a heavy rain event in the Mediterranean Basin: A diagnosis using numerical simulation. *Atmos. Res.*, vol. 81, páginas 187–205, 2006.
- MENNA, M. y POULAIN, P. M. Mediterranean intermediate circulation estimated from Argo data in 2003–2010. *Ocean Sci.*, vol. 6(1), páginas 331–343, 2010.
- MERTENS, C. y SCHOTT, F. Interannual Variability of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 28, páginas 1410–1424, 1998.
- MILLÁN, M., ESTRELA, M. J. y CASELLES, V. Torrential precipitations on the Spanish east coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, vol. 36, páginas 1–16, 1995.
- MORLET, J., ARENS, G., FOURGEAU, E. y GLARD, D. Wave propagation and sampling theory—Part I: Complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics*, vol. 47(2), páginas 203–221, 1982.
- NEW, M., LISTER, D., HULME, M. y MAKIN, I. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Clim. Res.*, vol. 21, páginas 1–25, 2002.
- NGDC. ETOPO2 2 minute Worldwide Bathymetry. National Geophysical Data Center, 2006.
- NITTIS, K., LASCARATOS, A. y THEOCHARIS, A. Dense water formation in the Aegean Sea: Numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(C9), 2003.
- NITTIS, K., ZERVAKIS, V., PAPAGEORGIOU, E. y PERIVOLIOTIS, L. Atmospheric and Oceanic Observations from the POSEIDON Buoy Network: Initial Results. *Journal of Atmospheric & Ocean Science*, vol. 8(2-3), páginas 137–149, 2002.

- NORDENG, T. Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Informe técnico, 1994.
- ÖZSOY, E., HECHT, A., ÜNLÜATA, Ü., BRENNER, S., SUR, H. I., BISHOP, J., LATIF, M. A., ROZENTRAUB, Z. y OĞUZ, T. A synthesis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985–1990. *Deep-Sea Res. II*, vol. 40(6), páginas 1075–1119, 1993.
- PANDEY, M. D., VAN GELDER, P. y VRIJLING, J. K. The estimation of extreme quantiles of wind velocity using L-moments in the peaks-over-threshold approach. *Struct. Saf.*, vol. 23, páginas 179–192, 2001.
- PERIVOLIOTIS, L., NOTARSTEFANO, G. y POULAIN, P.-M. Mediterranean Insitu TAC - Plan for assembling and reprocessing historical data. En *Joint MyO2-SDN meeting*, páginas 1–16. Rhodes, Greece, 2012.
- PETTENUZZO, D., LARGE, W. G. y PINARDI, N. On the corrections of ERA-40 surface flux products consistent with the Mediterranean heat and water budgets and the connection between basin surface total heat flux and NAO. *J. Geophys. Res.*, vol. 115(C06022), 2010.
- PINARDI, N., KORRES, G., LASCARATOS, A., ROUSSENOV, V. y STANEV, E. Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 24(4), páginas 425–428, 1997.
- PINARDI, N. y MASETTI, E. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 158, páginas 153–173, 2000.
- PINARDI, N., ZAVATARELLI, M., ARNERI, E., CRISE, A. y RAVAIOLI, M. The physical, sedimentary and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean sea (27,S). En *The sea* (editado por A. R. Robinson y K. H. Brink). President and Fellows of Harvard College, 2006. ISBN 0-674-2004.
- PLANTON, S., LIONELLO, P., ARTALE, V., AZNAR, R., CARRILLO, A., COLIN, J., CONGEDI, L., DUBOIS, C., ELIZALDE, A., GUALDI, S., HERTIG, E., JACOBET, J., JORDÀ, G., LI, L., MARIOTTI, A., PIANI, C., RUTI, P., SÁNCHEZ-GÓMEZ, E., SANNINO, G., SEVAULT, F., SOMOT, S. y TSIMPLIS, M. N. The climate of the Mediterranean region in future climate projections. En *The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future* (editado por P. Lionello), páginas 449–502. Elsevier, Londres, 2012. ISBN 978-0-12-398466-1.
- PREISENDORFER, R. W. y D MOBLEY, C. *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. Elsevier, 1988.

- QUARTLY, G. D., KYTE, E. A., SROKOSZ, M. A. y TSIMPLIS, M. N. An intercomparison of global oceanic precipitation climatologies. *J. Geophys. Res.*, vol. 112(D10), 2007.
- RATSIMANDRESY, A. W., SOTILLO, M. G., CARRETERO, J. C., ÁLVAREZ FANJUL, E. y HAJJI, H. A 44-year high-resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS Project. *Coast. Eng.*, vol. 55, páginas 827–842, 2008.
- RIXEN, M., BECKERS, J. y BRANKART, J. A numerically efficient data analysis method with error map generation. *Ocean Model.*, vol. 2, páginas 45–60, 2000.
- RIXEN, M., BECKERS, J., LEVITUS, S., ANTONOV, J. I., BOYER, T., MAILLARD, C., FICHAUT, M., BALOPOULOS, E., IONA, S. y DOOLEY, H. The Western Mediterranean Deep Water: a proxy for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32(L12608), 2005.
- ROBINSON, A. R., TOMASIN, A. y ARTEGIANI, A. Flooding of Venice: Phenomenology and prediction of the Adriatic storm surge. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 99(422), páginas 688–692, 1973.
- ROECKNER, E., OBERHUBER, J., BACHER, A., CHRISTOPH, M. y KIRCHNER, I. ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Clim. Dyn.*, vol. 12, páginas 737–754, 1996.
- ROETHER, W., MANCA, B., KLEIN, B., BREGANT, D., GEORGOPOULOS, D., BEITZEL, V., KOVACEVIC, V. y LUCHETTA, A. Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters. *Science*, vol. 271(5247), páginas 333–335, 1996.
- ROUSSENOV, V., STANEV, E., ARTALE, V. y PINARDI, N. A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation. *J. Geophys. Res.*, vol. 100(C7), páginas 13515–13538, 1995.
- RUIZ, S., GOMIS, D., SOTILLO, M. G. y JOSEY, S. A. Characterization of surface heat fluxes in the Mediterranean Sea from a 44-year high-resolution atmospheric data set. *Glob. Planet. Chang.*, vol. 63, páginas 258–274, 2007.
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, E., SOMOT, S. y DÉQUÉ, M. Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000. *Clim. Dyn.*, vol. 33(5), páginas 723–736, 2008.
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, E., SOMOT, S., JOSEY, S. A., DUBOIS, C., ELGUINDI, N. y DÉQUÉ, M. Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Clim. Dyn.*, vol. 37, páginas 2067–2086, 2011.

- SANKARASUBRAMANIAN, A. y SRINIVASAN, K. Investigation and comparison of sampling properties of L-moments and conventional moments. *J. Hydrol.*, vol. 218(1-2), páginas 13–34, 1999.
- SCHAEFER, J. The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, vol. 5, páginas 570–575, 1990.
- SEND, U. y BASCHEK, B. Intensive shipboard observations of the flow through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, vol. 106(C12), páginas 31017–31032, 2001.
- ŠEPIĆ, J., VILIBIĆ, I. y BELUŠIĆ, D. Source of the 2007 Ist meteotsunami (Adriatic Sea). *J. Geophys. Res.*, vol. 114(C03016), 2009.
- SEVAULT, F., SOMOT, S. y BEUVIER, J. A regional version of the NEMO ocean engine on the Mediterranean Sea: NEMOMED8 user's guide. Informe Técnico 107, Météo-France CNRM, Toulouse, 2009.
- SKLIRIS, N. y LASCARATOS, A. Impacts of the Nile River damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, vol. 52, páginas 121–143, 2004.
- SNEYERS, R., VANDIEPENBEECK, M. y VANLIERDE, R. Principal component analysis of Belgian rainfall. *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 39, páginas 199–204, 1989.
- SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M. y MILLER, H. L. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. Informe técnico, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2007.
- SOMOT, S. *Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique*. Tesis Doctoral, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 2005.
- SOMOT, S., SEVAULT, F. y DÉQUÉ, M. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim. Dyn.*, vol. 27(7-8), páginas 851–879, 2006.
- SOMOT, S., SEVAULT, F., DÉQUÉ, M. y CRÉPON, M. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Glob. Planet. Chang.*, vol. 63, páginas 112–126, 2008.
- SOTILLO, M. G. *Reanálisis atmosférico pluridecenal de alta resolución en la cuenca mediterránea*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 2003.

- SOTILLO, M. G., AZNAR, R. y VALERO, F. The 44-year Mediterranean HIPOCAS wind database: A useful tool to analyse offshore extreme wind events from a long-term regional perspective. *Coast. Eng.*, vol. 55, páginas 930–943, 2008.
- SOTILLO, M. G., MARTÍN, M. L., VALERO, F. y LUNA, Y. Validation of a homogeneous 41-year (1961–2001) winter precipitation hindcasted dataset over the Iberian Peninsula: assessment of the regional improvement of global reanalysis. *Clim. Dyn.*, vol. 27, páginas 627–645, 2006.
- SOTO-NAVARRO, J., CRIADO-ALDEANUEVA, F., GARCÍA LAFUENTE, J. y SÁNCHEZ-ROMÁN, A. Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data. *J. Geophys. Res.*, vol. 115(C10023), 2010.
- SOUZA, J. M. A. C., DE BOYER MONTÉGUT, C., CABANES, C. y KLEIN, P. Estimation of the Agulhas ring impacts on meridional heat fluxes and transport using ARGO floats and satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38(21), 2011.
- VON STORCH, H., LANGENBERG, H. y FESER, F. A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Mon. Weather Rev.*, vol. 128, páginas 3664–3673, 2000.
- SUMNER, G., HOMAR, V. y RAMIS, C. Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. *Int. J. Climatol.*, vol. 22(2), páginas 219–247, 2001.
- SUNDQVIST, H. A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 104(441), páginas 677–690, 1978.
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, vol. 106(7), páginas 7183–7192, 2001.
- THE LIWEX GROUP. The Levantine Intermediate Water Experiment (LIWEX) Group: Levantine basin—A laboratory for multiple water mass formation processes. *J. Geophys. Res.*, vol. 108(C9), página 8101, 2003.
- TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather Rev.*, vol. 117, páginas 1779–1800, 1989.
- TOMCZAK, M. y GODFREY, J. S. *Tomczak: Regional Oceanography: an Introduction*. Pergamon, United Kingdom, 1994.
- TRENBERTH, K. y PAOLINO JR, D. The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Weather Rev.*, vol. 108, páginas 855–872, 1980.

- TSIMPLIS, M. N. y BRYDEN, H. Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res. I*, vol. 47(12), páginas 2219–2242, 2000.
- TSIMPLIS, M. N., MARCOS, M., SOMOT, S. y BARNIER, B. Sea level forcing in the Mediterranean Sea between 1960 and 2000. *Glob. Planet. Chang.*, vol. 63, páginas 325–332, 2008.
- TZIPERMAN, E. y SPEER, K. A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea: analysis of climatological data and a simple three-box model. *Dynam. Atmos. Oceans*, vol. 21(2-3), páginas 53–82, 1994.
- UPPALA, S., KALLBERG, P., SIMMONS, A. y ANDRAE, U. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 131(612), páginas 2961–3012, 2005.
- VALERO, F., LUNA, Y., MARTÍN, M. L., MORATA, A. y GONZÁLEZ-ROUCO, J. F. Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the Western Mediterranean in autumn. *Clim. Dyn.*, vol. 22, páginas 307–323, 2004.
- VALERO, F., MARTÍN, M. L., SOTILLO, M. G., MORATA, A. y LUNA, Y. Characterization of the autumn Iberian precipitation from long-term datasets: comparison between observed and hindcasted data. *Int. J. Climatol.*, vol. 29(4), páginas 527–541, 2008.
- VARGAS-YÁÑEZ, M., MOYA, F., TEL, E., GARCÍA-MARTÍNEZ, M., GUERBER, E. y BOURGEON, M. Warming and salting in the western Mediterranean during the second half of the 20th century: inconsistencies, unknowns and the effect of data processing. *Sci. Mar.*, vol. 73(1), páginas 7–28, 2009.
- VAUTARD, R., YIOU, P., DÁNDREA, F., DE NOBLET, N., VIOVY, N., CASOU, C., POLCHER, J., CIAIS, P., KAGEYAMA, M. y FAN, Y. Summer-time European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34(L07711), 2007.
- VERVATIS, V. D., SOFIANOS, S. S., SKLIRIS, N. y SOMOT, S. Mechanisms controlling the thermohaline circulation pattern variability in the Aegean–Levantine region. A hindcast simulation (1960–2000) with an eddy resolving model. *Deep-Sea Res. I*, vol. 74, páginas 82–97, 2013.
- VILIBIĆ, I. y ORLIĆ, M. Adriatic water masses, their rates of formation and transport through the Otranto Strait. *Deep-Sea Res. I*, vol. 49(8), páginas 1321–1340, 2002.
- VOROSMARTY, C. J., FEKETE, B. M. y TUCKER, B. A. Global River Discharge, 1807–1991, V. 1.1 (RivDis). Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, 1998.

- WEBSTER, P. J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys.*, vol. 32(4), 1994.
- WENG, H. y LAU, K. Wavelets, period doubling and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, vol. 51(17), páginas 2523–2541, 1994.
- WILBY, R. L. y WIGLEY, T. M. L. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Prog. Phys. Geogr.*, vol. 21, páginas 530–548, 1997.
- WU, P. y HAINES, K. Modeling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep water formation. *J. Geophys. Res.*, vol. 101(C3), 1996.
- ZAVATARELLI, M. y MELLOR, G. L. A numerical study of the Mediterranean Sea circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 25, páginas 1384–1414, 1995.
- ZORITA, E., KHARIN, V. y VON STORCH, H. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. Clim.*, vol. 5, páginas 1097–1108, 1992.
- ZORITA, E. y VON STORCH, H. The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *J. Clim.*, vol. 12, páginas 2474–2489, 1999.